ZUR GEOLOGIE DER SÜDWESTLICHEN APUANER ALPEN

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Werner Wachsmuth

aus Berlin

1966

Druck:

ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e.V.

DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE

1 Berlin 33, Garystr. 45

ZUR GEOLOGIE DER SÜDWESTLICHEN APUANER ALPEN

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Werner Wachsmuth
aus Berlin

1. Referent: Prof. Dr. M. Richter
2. Referent: Prof. Dr. K. R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 7. Juni 1966

Tag der Promotion: 20. DEZ. 1966

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

INHALTSVERZEICHNIS

A. VORWORT 7

B. EINLEITUNG 9

I. Frühere Arbeiten und Problemstellung 9

II. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes 15

III. Arbeitsunterlagen, Allgemeines 16

C. MORPHOLOGIE, HYDROGRAPHIE, AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE 17

D. STRATIGRAPHIE 19

I. Einleitung 19

II. Toskaniden I 20

1. Vorbemerkungen 20

2. Quarzphyllite und Phyllite 20

a) Quarzphyllite 21

b) Disthenglimmerschiefer 22

c) Quarz - Chlorit - Phyllite 22

3. Serizit - Chloritschiefer 24

4. Chloritoid - Serizit - Chloritschiefer 24

5. Metaquarzporphyre und Metatuffe 25

a) Metaquarzporphyre 25

b) Turmalinisierte Metaquarzporphyre 26

c) Metatuffe 26

6. Graphitschiefer und Tonschiefer 27

7. Rote Dolomite von Ponte Stazzemese 28

8. Graphit - Serizit - Marmore und Dolomite 31

9. Epidot - Chlorit - Plagioklas - Fels 31

10. Gebänderte Marmore 32

11. Kalkkonglomerate 34

12. Kalkphyllite 35

13. Quarzkonglomerate (Anagenite) 36

14. Quarzite und Glimmerquarzite 38

15. Grezzoni 38

16. Marmor 43

17. Marmorbrekzie 44

18. Chloritoidphyllite 46

19. Bardigliartige Marmore 47

20. Kalke mit Kiesellagen (Calcare selcifero) 47

21. Serizit - Chlorit - Marmore 48

22. Scaglia rossa 50
a) Grüne und rote Kalkmergelschiefer 51
b) Sandkalke 52
23. Macigno (Pseudomacigno) 52
a) Metagrauwacken 53
b) Kalksandsteine 54
c) Mergelige Tonschiefer 54
24. Die regionale Verbreitung der Serien und ihre Mächtigkeitsschwankungen 56
III. Panie - Einheit 59
1. Einleitung 59
2. Calcare cavernoso 59
3. Die tektonische Brekzie von il Rondone südlich Isola Santa 62
4. Schwarze Kalke 63
5. Grezzoni 64
6. Massige Kalke 65
7. Die Reste jüngerer Serien 66
IV. Toskaniden II 67
1. Einleitung 67
2. Calcare cavernoso 67
a) Das Gebiet des M. Nona 68
b) Der Süden 68
c) Der Westen 70
3. Massige Kalke (Calcare massiccio) 72
4. Ammonitico rosso 72
5. Kalke mit Kiesellagen (Calcare selcifero) 73
6. Schiefertone und Mergel 74
7. Helle Kalke mit Mergellagen 75
8. Scaglia rossa 75
9. Macigno 75
V. Quartäre Bildungen 76
VI. Lithostratigraphischer Vergleich der Toskaniden I, der Panie - Einheit und der Toskaniden II 79
VII. Faziesausbildung in der toskanischen Abfolge 84
VIII. Korrelationen mit den Nachbargebieten 86
IX. Zusammenfassung des stratigraphischen Teils 87

E. LAGERSTÄTTEN 89
F. PETROGRAPHIE 91
a) Der Turmalin 91
b) Die Feldspäte 92
c) Chlorit, Chloritoid und Biotit in den chloritführenden Schiefern 93
d) Disthenvorkommen 93
e) Die Art der Metamorphose 95
G. TEKTONIK 98
I. Einleitung 98
II. Das Problem der Aufgliederung der tektonischen Einheiten 101
III. Das Autochthon 103
1. Das Autochthon im engeren Sinne 103
2. Die Hauptmuldenzüge 108
a) Die Synklinale des M. Corchia 108
3. Verschuppte Mulden in Autochthon 111
a) Die Zone zwischen le Madielle und M. Carchio 111
b) Die Mulde von la Costa 113
c) Die Muldenreste zwischen M. Altissimo und M. Cavallo 114
4. Beutelmulde und Pilzsattel bei Carvaiole 115
5. Der Schuppenbau am M. Brugiana 116
6. Die Zone von la Rocchetta 118
7. Der Faltenbau zwischen Massa und Pietrasanta 118
8. Die Schuppe von Gerbassoio 120
9. Die Zone zwischen M. Freddone und Puntato 121
10. Die Zone zwischen Foce di Mosceta und Ranocchiaia 122
11. Die Zone von Pruno - Orzale 123
IV. Das Parautochthon 125
1. Einleitung 125
2. Die Schuppenzone von Isola Santa 125
3. Die Schuppen von Colle di Favilla 127
4. Die Schuppenzone von Stazzema 128
5. Die Schuppe von S. Lucia 130

6. Die Pania - Einheit 131
a) Die Schubfetzen an der Überschiebungsbahn 131
b) Der Bau der Pania - Scholle 133
c) Die tektonischen Brekzien von il Rondone und südlich Isola Santa 133
d) Der M. Bovaio 135
7. Die Frage der Bewertung der verschiedenen parautochthonen Zonen 135
V. Zusammenfassung des Parautochthons und Autochtons 138
VI. Das Allochthon 139
VII. Postorogenetische Störungen 140
VIII. Tektonische Synthese 141
1. Vergleich der einzelnen tektonischen Einheiten 141
2. Das Alter der Bewegungen 144
3. Die Mechanik des Gebirgsbaues 144
H. ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE 147
I. RIASSUNTO 149
J. LITERATURVERZEICHNIS 151
K. ANHANG 157
Lebenslauf
1 Geologische Karte
1 Tektonische Karte
2 Profiltafeln

A. VORWORT

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit und ihre stete Förderung verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. RICHTER. Sein Interesse an meinen Problemen, die Ausbildung, die ich von ihm erhielt, und die Arbeitsmöglichkeiten, die ich an seinem Institut hatte, waren ein wesentlicher Beitrag zum Gelingen der Arbeit. Für all dies sei ihm an dieser Stelle herzlichst gedankt. Ebenfalls danke ich den Herren Professoren Dr. K. R. MEHNERT und Dr. W. G. KÜHNE für die Ausbildungs- und Arbeitsmöglichkeiten, die sie mir an ihren Instituten boten.
In nicht geringerem Maße gilt mein Dank Herrn Dr. K. J. REUTTER, der mir in vielen Geländebegehungen und zahlreichen Diskussionen wertvolle Anregungen gab. Ferner danke ich Herrn Dr. H. IBBEKEN, der mich in das Gebiet einführte.

In petrographischen Fragen und bei der Auswertung petrographischer Schliffe berieten mich die Herren Dr. W. BÜSCH und F. BARTEL am Mineralogischen Institut der Freien Universität Berlin und Herr Dr. VOLL an der Technischen Universität Berlin. Auch Ihnen sei hiermit gedankt. Nicht zuletzt denke ich voll Dankbarkeit an jene Italiener, die mich gastfreundlich aufnahmen, und so bewirkten, daß der Aufenthalt in ihrem Lande zu einem unvergeßlichen Erlebnis wurde.
Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für ihre finanzielle Unterstützung, durch die die Arbeit erweitert werden konnte.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41535712_0004

B. EINLEITUNG

Diese Arbeit stellt einen weiteren Beitrag zur Geologie des Nordapennins in der Reihe der Doktorarbeiten, die seit dem Jahre 1957 von Angehörigen des Geologischen Instituts der Freien Universität Berlin über dieses Thema angefertigt wurden. Sie alle sind in Zusammenhang mit Herrn Prof. Dr. M. RICHTER's Erforschung der mediterranen Kettengebirge zu sehen. Im Folgenden soll nun ein Teil der Apuaner Alpen beschrieben werden, die einerseits noch paläozoische Schichtglieder aufweisen und die andererseits neben einer komplizierten Tektonik z. T. eine metamorphe Überprägung zeigen.

I. Frühere Arbeiten und Problemstellung

Die Apuaner Alpen galten lange Zeit zusammen mit dem M. Pisano als das interessanteste Gebirge der Apenninhalbinsel. Sie waren Ausgangs- und Angelpunkt vieler Theorien über die Orogenese des gesamten nördlichen Apennins. Die ältesten Arbeiten stehen am Anfang der Geologischen Forschung von italienischer Seite her und reichen etwa von 1830 - 1880. Die Namen ihrer Autoren wie SAVI, MENEGHINI und COCCHI sind auch heute noch allgemein bekannt, ihre Theorien und Erkenntnisse größtenteils jedoch überholt.

Einer zweiten Geologengeneration von 1890 - 1930 gehören ZACCAGNA, LOTTI, DE STEFANI und VIGNASSA DE REGNY an. Diesen gebührt das Verdienst, die ersten genauen geologischen Karten aufgenommen zu haben, die noch heute die Grundlagen der geologischen Karten im Maßstab 1 : 100 000 und 1 : 25 000 bilden. Sie lehnten alle mehr oder minder heftig eine deckenartige Überschiebung in den Apuaner Alpen ab. Besonders bei D. ZACCAGNA fällt es auf, daß noch nicht einmal Störungen in seinen Profilen vorhanden sind. Sämtliche tektonischen Komplikationen wurden in einen Faltenbau hineingepreßt, mögliche tektonische Kontakte als Transgressionen erklärt. So stellt er in seinem zusammenfassenden Werk über die Apuaner Alpen 1932 folgende Normalserie auf: Zona degli Scisti inferiori (oder Scisti centrali) des Permokarbons mit Phylliten, Gneisen und Gneisschiefern (scisti gneissici). Dann folgt eine Sedimentationslücke bis zur Transgression der Anagenite (Transgressionkonglomerat der mittleren Trias).

Die Zona degli grezzoni, und die Zona dei marmi mit den bekannten Marmoren von Carrara, gehören ebenfalls zur mittleren Trias. Darüber folgt dann die obere Trias, zunächst mit dem "Raiblieno" als Zona degli scisti sopra i marmi oder scisti superiori mit Kalken mit Kiesellagen (calcare selcifero), Dolomiten, Marmoren, Phylliten, Quarziten und Sandsteinen (Pseudomacigno). Die nun folgenden Zonen des Räts (calcare cavernoso) bis zum oberen Lias haben auch heute noch ihre Gültigkeit. Es handelt sich dabei um eine mehr oder minder kalkige neritische Fazies. Dann soll wiederum eine Sedimentationslücke mit anschließender Transgression im Bathon folgen. Das anschließende Tithon - Neokom besteht aus Radiolariten und den bekannten kieseligen Majolica-Kalken. Nun folgt eine dritte Sedimentationslücke in der Unterkreide bis zur Cenomantransgression. Die Sedimente der oberkretazischen - eozänen Scisti policromi entsprechen der Kalkmergelfazies der Scaglia. Darüber liegen dann konkordant eozäne Nummulithenkalke und Macigno.

Diese Normalabfolge war aber bereits seit längerem in Frage gestellt. 1907 hatten unabhängig voneinander G. STEINMANN und DE LAUNAY einen Deckenbau im Nordapennin postuliert. Dabei sollte nach G. STEINMANN eine jungmesozoische, ophiolithführende Liguridendecke, ähnlich den pennischen Decken der Alpen, das toskanische Mesozoikum und Alttertiär mit "austroalpinem Charakter" überfahren haben.
1917 wies LENCEWICZ nach, daß innerhalb des toskanischen Faziesraumes über einem Autochthon noch eine toskanische Decke existiert. G. STEINMANN prägte 1925 die Bezeichnungen "Liguriden" und "Toskaniden" für zwei gleichaltrige, aber verschiedenen Ablagerungströgen entstammende Sedimentpakete.
N. TILMANN erweiterte 1926 die Theorie der toskanischen Decke, z. T. auf Grund von D. ZACCAGNA's Profilen durch die Apuaner Alpen dahingehend, daß ein metamorphes, wahrscheinlich autochthones Toskanikum - untere Toskaniden - von einer metamorphen toskanischen Decke - obere Toskaniden - überschoben worden sei. H. STILLE deutete 1927 die Westvergenz zahlreicher Falten als "Rückfaltung des Apennins". 1932 nahm R. STAUB zwischen dem autochthonen Kern, den Toskaniden I, seiner "Serie von Carrara" (in Anlehnung an KORBER's Carrariden) und der Decke,

den Toskaniden II, seiner "Serie von La Spezia", noch eine stark verschuppte Zone an: die "Schuppenzone von Massa". Allen Theorien liegen die Vorstellungen der alpinen Deckenüberschiebungen zugrunde. P. DE WIJKERLOOTH bestätigte 1934 die Annahme einer Schuppenzone und nannte sie "Parautochthon". Er erklärte jedoch die Mechanik der Deckenüberschiebung mit einer gravitativen Gleitung des Mesozoikums von W her über ein Relief (Toskanische Schwelle) z. Z. der Sedimentation des Macigno's (Eozän). Dabei wurden die Bergspitzen abgeschert und in einer Schuppenzone angereichert, und der Macigno z. T. noch unter der Decke begraben. Und zwar erwies sich, daß ZACCAGNA's Raibliano im großen und ganzen der Schuppenzone entsprach und der Calcare cavernoso die Basis der toskanischen Decke bildete.
S. BONATTI untersuchte 1938 ZACCAGNA's Serie petrographisch und konnte die Gneise und Gneisschiefer als "Porphyroide" und teilweise als metamorphe Tuffe identifizieren. Ferner widersprach er DE WIJKERSLOOTH's Ansicht, daß die stärkere Metamorphose im Parautochthon durch Dislokationsmetamorphose bei der Überschiebung hervorgerufen wurde. Während das Autochthon nur der Epizone angehört, reicht die Metamorphose in der Schuppenzone teilweise bis in die Mesozone hinab. Die mesozonalen disthenführenden Glimmerschiefer sind jedoch keineswegs an die Überschiebungsbahn gebunden. Auch in italienischen Geologenkreisen sah man nun größere tektonische Komplikationen in den Apuaner Alpen, wie R. MASINI 1937 mit seiner "tektonischen Serie". P. WIJKERSLOOTH's Ideen wurden von C. I. MIGLIORINI und G. MERLA abgewandelt. Da die ligurischen Sedimente bis zur Adria verfrachtet wurden, würde dies bei gravitativer Gleitung eine enorme Hebung in der heutigen Tyrrhenis voraussetzen. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, nahm MIGLIORINI 1948 an, daß der toskanische Untergrund auf Grund von Kompressionen vielfach an fächerförmig angelegten Störungszonen keilförmig verschuppt und gehoben wurde, so daß auf einer schiefen Ebene wiederholt gravitative Gleitungen in Richtung E auftraten (Theorie der "cunei composti"). MERLA modifizierte diese "cunei compost" zu seinem 6 - 7 "rughe" (Runzeln oder besser Aufwölbungen). Unter dieser Bezeichnung versteht er mehrere, parallel zueinander verlaufende, etwa NNW-SSE streichende, 30 - 40 km breite Aufwölbungen, die sich infolge subkrustaler Strömungen nacheinander vom oberen Oligozän bis zum

Torton von der Thyrrhenis her bis zur Adria hin heraushoben und die Gleitungen der ligurischen Sedimente in Form orogener Bergstürze im ganzen Nordapennin bewirkten. Durch die Einbeziehung solcher "frane orogeniche" in das Schema des Ablaufs der orogenen Vorgänge ließ sich die in östlicher Richtung zunehmende Zusammenhanglosigkeit der Sedimente leicht erklären.

Ferner lehnt G. MERLA mit Ausnahme der Transgression der Anagenite (jetzt Transgression des Karns) sämtliche anderen von D. ZACCAGNA beschriebenen Transgressionen ab - er erklärt die vorhandenen Brekzien nur tektonisch - und nimmt eine kontinuierliche Sedimentation vom Karn bis ins Oligozän an.

Während des Nors und des Räts soll nach G. MERIA 1952 und auch nach L. TREVISAN 1955 eine Heteropie der Faziesentwicklung vorgelegen haben mit Dolomiten im Autochthon, Gipsen, Rauchwacken, massigen und z. T. mergeligen Kalken im Allochthon des Toskanikums. Dabei soll ein Anhydrithorizont das Abscherungsniveau für die Toskaniden II gebildet haben. Sie erklärten damit erstmals für einen Teil der Serien die kolossalen Faziesänderungen und Mächtigkeitsschwankungen.

J. C. MAXWELL 1956 und R. NARDI 1961 erkannten die Zugehörigkeit des Panie Massivs im Südosten der Apuaner Alpen zum Parautochthon. 1963 veröffentlichte R. NARDI eine Arbeit über die "Zona degli scisti sopra i marmi", in der er auf Grund von Untersuchungen die mit meiner Arbeit parallel verliefen, zu der Ansicht gelangte, daß die Umgebung von Stazzema und das Fenster von S. Anna noch zum Parautochthon gehören.

Dieser Autor vertritt zusammen mit E. GIANNINI und M. TONGIORGI 1962 die Idee einer bis zum Apenninhauptkamm reichenden Toskanidendecke, die wiederum von drei weiteren ligurischen Decken nach P. ELTER, E. GIANNINI, M. TONGIORGI und L. TREVISAN (1960) überlagert wird.

R. STAUB und G. ROVERRETO kamen zu der Annahme, daß die Deckenüberschiebungen nicht von W her aus der Tyrrhenis erfolgten, wie es die Mehrzahl der Beobachter annehmen, sondern von E her aus dem padanisch - adriatischen Raum bzw. der Emilia, und zwar in Analogie zum Deckenbau in den Alpen, als deren Fortsetzung sie den Apennin deuteten.

Andererseits wird gerade in neuerer Zeit dieser weitreichende Deckenbau abgelehnt.

So deutet L. U. DE SITTER (1956) die tektonischen Überlagerungen im ligurischen Raum als Folge eines Diapirismus der Argille scagliose.
Ferner kommt M. RICHTER (1960) auf Grund regionaler Untersuchungen zu dem Schluß, daß die "ligurische Decke" genau dort liegt, wo er ligurische Trog lag.
Auch er sieht in dem Diapirismus der Argille scagliose und in dem plötzlichen Übergang der Sedimentation in die kompetenten Alberesekalken die Hauptursache des heutigen tektonischen Bildes. Dabei sind jedoch "Diapirüberschiebungen" bis zu 30 km nicht ausgeschlossen.
Dieser kurze historische Überblick zeigt einerseits den Wandel der Vorstellungen, andererseits die großen grundsätzlichen Widersprüche, die auch heute noch bestehen. Umfangreiche Neukartierungen im Nordapennin durch Angehörige des Geologischen Instituts der Freien Universität Berlin erbrachten in den letzten Jahren wichtige und interessante Ergebnisse im ligurischen und emilianischen Raum. Da jedoch ein genauer Gesamtüberblick des Nordapennins ohne Einbeziehung des toskanischen Raumes und speziell der Apuaner Alpen undenkbar ist, vergab Prof. M. RICHTER drei Doktorarbeiten in dieser Region an die Herren GÜNTHER, HARTUNG und mich. Diese Untersuchungen waren umso nötiger, da die letzten umfangreicheren Arbeiten meist zwischen 1930 - 1938 veröffentlicht wurden, und da die geologischen Karten aus den Jahren 1930 - 1932 nur Überarbeitungen oder Neuauflagen der ersten geologischen Karten aus den Jahren 1890 - 1910 darstellten.
So wurden die zu kartierenden Gebiete verhältnismäßig groß gewählt. Denn die Hauptaufgabe, sowohl die Schwierigkeiten in der stratigraphischen Abfolge bedingt durch den haufigen Faziswechsel und die Tektonik, als auch die komplizierten tektonischen Überlagerungen zu klären, machten es erforderlich einen großen Rahmen für die Bearbeitung dieser beiden Grundprobleme jeglicher geologischer Arbeit zu wählen. So konnten leider speziellere Untersuchungen sedimentpetrographischer, kleintektonischer und petrographischer Art nicht durchgeführt werden, so erfolgversprechend und lohnend sie auch gewesen wären.

Die vorliegende Arbeit soll vielmehr für etwa die Hälfte eines kleinen, aber-auch an alpinen Maßstäben gemessenen - recht komplizierten Gebirges eine brauchbare geologische Karte großen Maßstabes liefern und dazu noch die Stratigraphie unter Beachtung der Petrographie und die Tektonik beschrieben werden.

II. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes

Die Apuaner Alpen erheben sich zwischen la Spezia und Pisa, nur durch einen schmalen Küstenstreifen vom Meer getrennt, bis zu Höhen von fast 2000 m. Das Kartierungsgebiet liegt im Südwestteil und reicht vom Meer bis zur Pania della Croce, der höchsten Erhebung im Südteil des Gebirges (Abb. 1).

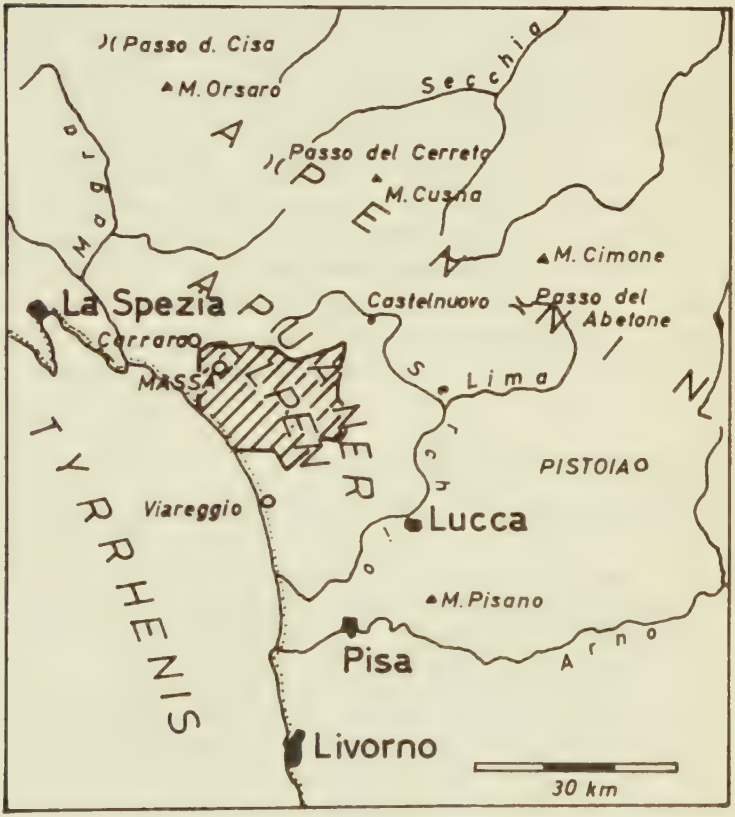


Abb. 1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Die genaue Umgrenzung folgt im Westen einer zu denkenden geraden Linie zwischen Carrara und Marina di Massa. Es werden noch die Macigno der Toskaniden II erfaßt, nicht aber die ligurischen Einheiten. Die Nordgrenze folgt von Carrara nach E dem Fosso Carrione, steigt dann zur Cima die Gioia und zum M. Tamburone an, überquert südlich Forno den Fiume Frigido und verläuft vom M. Girello auf halber Hanghöhe bis zum Passo del Vestito. Von hier aus folgt sie dem Canale di Buro, dem Canale delle Gobbie und dem Turrite Secca abwärts bis Pizzorno. Nun wendet sich der Grenzverlauf nach Süden, läuft entlang am M. Bovaio, durchschneidet das Pania-Massiv östlich des Pizzo delle Saette und der Pania della Croce und orientiert sich dann an der Wasserscheide zwischen Garfagnana und Versilia. Markante Berge, wie der M. Forato, M. Nona und M. Matanna werden gerade noch erfaßt. Vom M. Prana aus verläuft die Begrenzung über den M. Curlaglia hinab nach Vado und i Frati, den Vororten von Camaiore, und weiter den T. Lucchese entlang bis zur Straßenkreuzung der Staatsstraßen Pietrasanta - Lucca und Camaiore - Viareggio immer in westlicher bis südwestlicher Richtung. Hier ist der südlichste Punkt des Gebietes erreicht. Nun wendet sich die Grenze nach NW und ab Pietrasanta nach W, um südlich von Forte dei Marmi ans Meer zu stoßen.

III. Arbeitsunterlagen, Allgemeines

Als Kartierungsunterlagen dienten photographische Vergrößerungen im Maßstab 1 : 10 000 der Meßtischblätter des Istituto Geografico Militare im Maßstab 1 : 25 000. Die Kartierung wurde auf den Maßstab 1 : 15 000 verkleinert, nur von dem Südostteil des Gebietes, der Alta Versilia, existiert eine Karte im Maßstab 1 : 10 000 (siehe W. WACHSMUTH: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Alta Versilia, Provinz Lucca, Italien, unveröffentlichte Diplomarbeit, Berlin 1965). Es wurden insgesamt ca. 250 km^2 kartiert, ca. 200 petrographische Dünnschliffe angefertigt und 5 Schlämmproben aufbereitet.
Die Felduntersuchungen erfolgten in den Sommermonaten der Jahre 1962 bis 1965.

C. MORPHOLOGIE, HYDROGRAPHIE, AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE

Die Apuaner Alpen zeigen in ihren morphologischen Formen ausgesprochen alpinen Charakter, mit steilen zerklüfteten Felswänden, scharfen Graten und spitzen Felstürmen und Zinnen. Verebnungen oder glaziale Formen sind von der raschen, rezenten Erosion weitgehend beseitigt. Nur nahe der Küstenebene liegt eine Zone mit Erhebungen zwischen 600 - 900 m, die weichere Züge zeigt, ähnlich einer Mittelgebirgslandschaft. Sie sind bedingt durch die überwiegend dort anstehenden Phyllite.
Zu der steilen Gebirgslandschaft steht die absolut ebene Küstenplattform in einem krassen Gegensatz. Sie wurde z. T. erst in historischer Zeit aufgeschüttet, wie der Römerhafen Luni und andere archäologischen Funde beweisen. Sie ist nur 4 - 5 km breit.

Das Gebirge wird in seinem zentralen Teil von der steil stehenden Synklinale des M. Altissimo mit den Grezzoni - Dolomiten und Marmoren beherrscht. Sie setzt sich nach N über den M. Tambura und den Alto di Sella bis in den Pizzo d'Ucello und den M. Altissimo ähnlich gebauten Synklinale und vor allem das Pania Massiv, das als großer Klotz ein weiteres morphologisches Großelement bildet. Im Nordosten treten der M. Freddone mit seinem scharfen Gipfelgrat und außerhalb des Arbeitsgebietes der M. Sumbra als große Kuppel hervor.
All diese Bergzüge weisen Steilwände von 1000 - 1200 m Höhe auf und zeigen spärlichen Bewuchs, da die chemische Verwitterung überwiegt. Sie sind ideal aufgeschlossen, wenn auch oft schwer oder teilweise gar nicht begehbar.
Zwischen diesen markanten Erhebungen haben die Flüsse steile Kerbtäler in die Phyllitserien eingeschnitten. Die Talsohle dieser Flüsse und Wildbäche liegt selbst mitten im Gebirge wie bei Ponte Stazzemese und Forno nur in 150 m Höhe. Dies gilt nur für den Westteil, der zum nahen Meer hin entwässert, da dieses das einzige Denudationsniveau ist, und die Erosion hier besonders rasch voranschreitet. Hinzu kommen die reichlichen Niederschläge durch die feuchten Meereswinde. Dementsprechend sind die Phyllitregionen von Kastanienwäldern oder einer undurchdringlichen Macchia, wie sie für die Mediterranée typisch ist, überzogen. Dagegen sind im Ostteil die Niederschläge spärlicher, worauf auch Namen wie Turrite

Secca hinweisen. Ferner ist hier das erste Denudationsniveau die Garfagnana in Höhe von 200 - 300 m. Dementsprechend vergrößert sich ständig das Einzugsgebiet, das nach W direkt ins Meer entwässert. Im Süden bildet der Höhenzug vom M. Forato über den M. Nona, M. Matanna, S. Rocchino, den M. Gabberi bis zum M. Lieto einen Halbkreis mit einer 200 - 300 m hohen Steilwand aus brekziösen Kalken, dem Calcare cavernoso. Dieser und die darüber folgenden Kalke der Toskaniden II sind wesentlicher reicher an Karstphänomenen als die Grezzoni und Marmore des Autochthons. Jedoch auch dort, etwa am M. Corchia, ist zum Beispiel das Höhlensystem der Grotta del Uomo Salvatico nördlich der Foce di Mosceta gut erforscht. In dem Talkessel unter der halbkreisförmigen Steilwand des Calcare cavernoso, wachsen auf dem leicht sauren Boden des Macigno herrliche Edelkastanienwälder, die in der Nähe der Ortschaften in Terrassen sogar kultiviert sind. Dagegen sind die hochgelegenen Gebiete des M. Matanna, M. Nona und M. Prana frei von Bewuchs oder nur spärlich von Gras bewachsen. Der gesamte Niederschlag versickert auf Klüften, Spalten und in Karstlöchern im Untergrund, wird an den unterlagernden Stauhorizonten der Tonschiefer und Kalkmergelschiefer aufgefangen und tritt in dem kleinen Fenster von Grotta al Onda in Schichtquellen wieder aus.

Zusammenfassend kann man sagen, daß der Westteil der Apuaner Alpen von Tälern und Tobeln wesentlich stärker zerschlitzt wird als der Ostteil, und daß die größten geologischen tektonischen Einheiten - die Toskaniden I, das Parautochthon des Pania Massivs und die Toskaniden II - sich auch morphologisch voneinander abheben und zwar zum großen Teil aus Gründen geologischer Natur.

D. STRATIGRAPHIE

I. Einleitung

Die toskanische Abfolge ist der des Südalpins sehr ähnlich. D. ZACCAGNA vergleicht die Grezzoni, Dolomite des Nors, mit dem alpinen Hauptdolomit. So gibt es auch ein Ammonitico Rosso in ähnlicher Position wie in den Südalpen und die Namen Majolica und Scaglia sind sogar aus der südalpinen Stratigraphie entnommen. Häufiger Fazieswechsel und Mächtigkeitsschwankungen sind typisch für das gesamte toskanische Sedimentationsgebiet.
So kann man in den Apuaner Alpen im Autochthon der Toskaniden I eine vom Allochthon der Toskaniden II schon lithologisch recht unterschiedliche stratigraphische Abfolge beobachten. Zwischen beiden nimmt die Pania - Einheit eine vermittelnde Stellung ein. Da vor allem in den Toskaniden I und in der Pania - Einheit ein großer Mangel an Leitfossilien herrscht, müssen die Altersangaben von wenigen sicher datierbaren Schichtgliedern auf die anderen extrapoliert werden. Man ist also bei der Kartierung auf rein lithologische Unterschiede angewiesen, kann jedoch mit einer gewissen Sorgfalt Verwechslungen vermeiden, wenn auch nicht ausschließen. Denn selbst bei scheinbarer lithologischer Übereinstimmung kann man nach einer Einarbeitung feine Unterschiede klar erkennen, und andererseits fazielle Verzahnungen meist gut sedimentologisch nachweisen.

Bei der folgenden Abhandlung wurde das Kapitel Stratigraphie in Toskaniden I, Pania - Einheit und Toskaniden II unterteilt. Diese althergebrachten Namen wurden der Allgemeinverständlichkeit halber gewählt, wie auch die bekannten Schichten- und Formationsnamen nach Möglichkeit beibehalten wurden.
Mit den Begriffen Toskaniden I und Toskaniden II sollen zunächst nur zwei verwandte aber unterschiedliche Schichtfolgen bezeichnet werden, ohne damit die bekannten Theorien, die mit diesen Namen verknüpft sind, zu akzeptieren.

II. Toskaniden I

1. Vorbemerkungen

Die Gesteine der hier zu beschreibenden Serie haben sich bei der starken Verfaltung auf Grund ihrer unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften häufig aus ihrem normalen Verband gelöst und zeigen tektonisch überprägte Kontakte. Die Quarzphyllite und Phyllite neigen zur Scherfaltung, die starren Grezzoni zur Bruch- und Biegefaltung und im Marmor und Calcare selcifero herrscht Fließfaltung vor. Bei solch unterschiedlicher Verformung ist verständlich, daß selbst im Zentrum verschuppte Mulden existieren, und extern zum Allochthon hin zunehmende Parautochthonie mit zahlreichen Schuppen besonders im NE, SE und NW des Arbeitsgebietes auftritt.

2. Quarzphyllite und Phyllite

Kuppelförmig aufgewölbte Phyllitserien im Giardinotal, im Tal des F. Serra, im Tal des F. Frigido und im Bereich des M. Belvedere bilden mit einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 1000 - 1200 m den Kern der Apuaner Alpen.
Die Gesteine schwanken petrographisch zwischen Quarzphylliten und Phylliten mit Einschaltungen von Serizit- und Chlorit-Quarziten, Chloritoidschiefern, chloritoidführenden Chloritschiefern und Graphitschiefern, enthalten oft Quarzknauern und Konglomeratlagen und zeigen im verwitterten Zustand wegen ihres hohen Fe-Gehaltes meist rostbraune Anlauffarben. In ihnen liegen metamorph überprägte Quarzporphyre, die z. T. noch in ihren eigenen Tuffen stecken blieben. Dieser ganze Komplex unter den Grezzoni gehört zu den "scisti inferiori" oder "Scisti centrali" ZACCAGNA's oder "Verrucano" im weiteren Sinne. Fossilfunde sind aus den Apuaner Alpen nicht bekannt, wohl aber aus analogen Schichten des schwächer metamorphen M. Pisano. Diese Florenfunde lassen ein Westfal D. - unterstes Perm (Autunien) - Alter gesichert erscheinen (siehe L. TREVISAN 1955). Im Hangenden liegt der typische Konglomerathorizont der Anagenite, der zum Karn gerechnet wird. Stellenweise sind darunter noch Diploporenkalke des Anis - Ladin oder ihre Vertreter erhalten. Man kann also, sofern man voraussetzt, daß die zum Karbon gehörenden Schichten

der Pisaner Berge noch im Untergrund verborgen sind, für den Phyllitkomplex oder auch den tieferen Verrucano ein permotriadisches Alter annehmen.

a) Quarzphyllite

Sie sind über das gesamte Gebiet weit verbreitet, und bilden den Hauptbestandteil der sog. "scisti inferiori". Sie sind stark geschiefert und verfaltet. Der Quarzgehalt schwankt zwischen 70-30 Vol.%, so daß sie strenggenommen als Quarzphyllite - Phyllite anzusprechen sind. Im Dünnschliff sind die Hauptgemengteile Quarz und Serizit, daneben Chlorit, dessen Anteil auch wesentlich höher sein kann, so daß dann die gesondert eingeordneten Quarz - Chlorit - Phyllite vorliegen. Feldspat fehlt meist oder ist nur akzessorisch vertreten, dagegen kann Turmalin relativ reichlich verhanden sein. Als weitere Akzessorien kommen Zirkon, Kalzit, Apatit und Erz vor. Eine feine Wechsellagerung im mm-Bereich zwischen quarzreichen Lagen und serizitreichen Lagen ist die Regel. Sie blieb auch bei anschließender Faltung und Metamorphose erhalten. Sortierung und Klassierung sind gut bis sehr gut. Die Korngrößen reichen von 0,015 - 0,3 mm Durchmesser im Durchschnitt. Ein "graded bedding" ist selten in den Quarzlagen zu beobachten. Die beiden folgenden Dünnschliffbeschreibungen sind typisch für Quarzphyllite im Canale di Giardino.

Probe 17/63

Aufschluß: grüne Phyllite mit deutlichem Lagenwechsel, normaler Verfaltungsgrad.
Schliff: Quarz, Serizit, Chlorit; Erz Turmalin, Zirkon. Gut sortierte 1-2 mm dicke Quarzlagen mit einem Korndurchmesser von ca. 0,03 mm wechseln mit gleich dicken Serizitlagen, die nur untergeordnet Quarz enthalten. Parelleltextur infolge Strain.

Probe 21/63

Aufschluß: stark gefaltete grünliche Phyllite
Schliff: Quarz, Serizit, Chlorit; Plagioklas, Kalzit, Apatit, Erz, opake Substanz. Korngröße 0,03 - 0,2 mm Ø. Quarzlagen verschiedener Korngröße wechselnd mit Serizitlagen, starke Feinfältelung, Fließstrukturen von Serizit um Quarz, Parelleltextur.

b) Disthenglimmerschiefer

Sie fallen makorskopisch als grobe glimmerreiche Quarzitlagen und Konglomeratlagen auf. Das bedeutet jedoch nicht, daß jeder Konglomerathorizont gleich Disthenschiefer enthalten muß. Sie treten ausschließlich westlich des F. Serra und des M. Carchio auf und außerdem noch am M. Brugiana. Dies mag einerseits an dem höheren Metamorphosegrad liegen, andererseits lag ein bestimmter Stoffbestand im Ausgangsmaterial vor, da sich die Disthen in der Epidot - Amphibolitfazies aus dem Pyrophyllit der Grünschieferfazies bildet. Da der Pyrophyllit sich nur röntgenographisch nachweisen läßt, mußte generell auf eine genauere Unterscheidung der hellen Sprödglimmer im Dünnschliff verzichtet werden. So ergibt sich unter dem Mikroskop folgendes typische Bild: große Quarze mit Pflastergefüge in Quarzlagen, -schnüren und -fetzen von schwankender Korngröße eingebettet, daneben helle Glimmerlagen und -fetzen und als Akzessorien Epidot (schwankender Fe-Gehalt), etwas Turmalin, Chlortoid und Zirkon. Das Übergemengteil Disthen ist oft nur spärlich vertreten, bildet kleine, aber typische Zwillinge, es kann jedoch auch wieder verglimmert sein. Auffallend ist das Fehlen von Chlorit, der sonst in den normalen Quarzphylliten stets vorhanden ist.

c) Quarz - Chlorit - Phyllite

Sie weisen eine große Ähnlichkeit mit den Quarzphylliten auf. Dennoch kann man sie gut von diesen unterscheiden, da in ihrer Mineralzusammensetzung die Glimmer und Chlorite einen weitaus höheren Anteil haben, besonders Chlorite sind weitaus stärker vertreten. So zeigen sie in den Aufschlüssen grüne schmutzig grau-grüne, bräunlich grüne oder gelbgrüne Farben. Aus ihrem hohen Glimmergehalt ergibt sich infolge der Faltung oft eine chaotische Textur, so daß das Gestein leicht wie eine metamorph überprägte Brekzie erscheint. Durch starke Verfilzung der Glimmer ist das Gestein sehr zäh und durch die Vermischung mit feinkörnigem Quarz sehr hart. Ist eine Wechsellagerung in den Phylliten noch zu erkennen, so ist sie sehr dünnlagig, 2 - 0,5 mm, und von einem scharfen Farbumschlag gekennzeichnet etwa von hellgrünen Quarzit - Serizit - Chloritlagen zu dunkelgrünen Chloritlagen.

Diese Quarz-Chloritphyllite treten am häufigsten in den Schuppen I und V der Schuppenzone von Stazzema auf.
Abgesehen von den Grezzoni überwiegen sie in der Schuppe V, daneben kommen Quarzphyllite und Quarzite vor. Dagegen wird die Schuppe I, außer zahlreichen Grezzoni- und Marmorfetzen, fast vollständig von ihnen gebildet, und nur untergeordnet von Metaquarzporphyren und deren Tuffen, während auffallenderweise die ebenso starren Quarzite nicht in dieser Schuppe vorkommen.
Dem petrographischen Befund nach müßte man genau genommen von Quarz - Chlorit - Phylliten und Chlorit - Quarz - Phylliten sprechen, da der Quarzgehalt schwankt. Der feinkörnige Quarz, meist mit Korngrößen von 0,02 - 0,2 mm, überwiegt, aber auch Korngrößen bis zu 2 mm können beobachtet werden. Wieder können feine Quarzlagen mit Serizit - Chloritlagen wechseln, jedoch ist der Chlorit oft häufiger in den Quarzlagen. Feldspäte, z. B. Albit und Mikrolin sind häufiger als in den Quarzphylliten. Als normale Akzessorien treten Turmalin, Apatit, Zirkon und Erz auf. Chloritoid tritt nicht auf.
R. NARDI 1963 nennt diese Phyllite in den Schuppen I und V "sciti verrucani superiori" und schreibt ihnen ein karnisches Alter zu, da er Normalkontakte, die nur etwas tektonisch überprägt sind, zu dem Calcare cavernoso bzw. zu den Grezzoni annimmt. So bildet unzweifelhaft die Schuppe V mit den Phylliten der Schuppe von Fornovolasco im Turrite di Gallicano eine Einheit. Diese soll dort mit normalem stratigraphischen Kontakt unter den hangenden Grezzoni der Panie - Einheit liegen, in die ein Calcare cavernoso als tektonische Brekzie eingeschaltet ist. Diese Brekzie wäre nur durch schichtparallele Gleitung entstanden. Die Scagliafetzen bei Casa Colleoni und die bardiglioartigen Marmore, die in der Nähe von Casa Santarelli als Fetzen unter dem Calcare cavernoso und über einer kleinen Grezzoni Schuppe liegen, unter welcher dann die Quarz - Chlorit - Phyllite liegen, beweisen eine anormale Aufeinanderfolge. Außerdem sprechen die Vorkommen von turmalinisierten Metaquarzporphyren sowohl bei Fornovolasco als auch in der Schuppe I mehr für eine Analogie zu den permotriadischen Quarzphylliten der Apuaner Alpen als für eine Analogie zu den Sandsteinen des Karn der Pisaner Berge, in denen keine sauren Vulkanite auftreten.

Will man also für die Quarz - Chlorit - Phyllite in den Schuppen von Stazzema und Fornovolasco überhaupt ein Alter angeben, dann das gleiche wie für die Quarzphyllite des Autochtons.

3. Serizit - Chloritschiefer

Sie treten besonders reichlich am Westhang des M. Cavallo auf und ließen sich nur dort auskartieren. Sie sind dunkel- bis schwarzgrün, wittern bräunlich an, sind sehr kompakt und spalten schlecht parallel zur Schieferung. Im frischen Bruch sind sie grasgrün. Der Dünnschliff zeigt in einer Grundmasse von Chlorit und Serizit etwas Quarz, meist als ovale Aggregate mit Kalzit, größere Plagioklase, sehr verschwommende aus Serizit bestehende Feldspatumrisse, Chloritdrusen, etwas Biotit, der auf Kosten des Plagioklas gewachsen ist, und akzessorisch Titanit. Auffallend ist der hohe Erzanteil, der in feinen Nadeln und Flittern lagig verteilt ist. Unter den Chloriten befindet sich reichlich Prochlorit. Als Edukt kommt ein reines Sedimentgestein auf Grund dieses Reichtums an Mg-Fe-Ti nicht in Frage, für einen basischen Vulkanit, wie Basalt ist dagegen der Quarzanteil zu hoch. Man muß also am ehesten mit einem basischen Tuff rechnen.

4. Chloritoid - Serizit - Chloritschiefer

Sie wurden nur als größere Vorkommen im Canale di Deglio gefunden, wo ihre Position nur tektonisch erklärt werden kann. Sie sind kräftig grün gefärbt und weisen keine bevorzugte Spaltbarkeit auf. Im Dünnschliff überwiegt ein feinfilziges Serizit - Chloritmenge. Eine Wechsellagerung kann angedeutet sein. Die Chlorite zeigen einen hellgrünen zu grünen Pleochroismus mit normalen Interferenzfarben grau I bis hellgelb I. Daneben ist in größeren Schuppen reichlich Prochlorit vorhanden mit den typischen anormalen Interferenzfarben. Kleine Quarzkörner (0,01 - 0,02 mm ∅) treten als Nebengemengteile auf. Wichtig ist der Chloritoid, stets in seiner typischen Verzwilligung, aber nicht als Rosetten, sondern als 1 - 2 mm lange kleine Nädelchen, die isoliert frei in der Chlorit-Grundmasse schwimmen. Das Edukt für diese Chloritschiefer mag ein Ton gewesen sein.

5. Metaquarzporphyre und Metatuffe

a) Metaquarzporphyre

Die Metaquarzporphyre stecken meist in Quarzphylliten und Quarziten wie bei Gronda und Antona oder in ihren eigenen Tuffen, so an der Foce di Mosceta. Die Porphyre treten als Härtlinge in der Landschaft hervor und zeigen in den Bächen charakteristische, schüsselförmige Auswachsungsformen, z. B. im T. di Renara bei Guadine und im Canale delle Volte bei Levigliani.
Im Handstück sind die oft cm-großen, glasigen Quarz-Phaenokristalle sehr auffallend. Sie sind stets von der Schieferung eingeregelt. Die Gesteinfarbe ist hellgrau, manchmal mit einem zarten grünen Farbstrich. Meist stecken die Metaquarzporphyre in den Quarzphylliten als Kissen, Linsen und Stöcke aber an der Foce di Mascets verzahnen sie sich mit ihren eigenen Tuffen. Stets sind sie im Hangenden von den Grezzoni durch eine oft nur 1 m mächtige Quarzitbank groben Korn (Ø bis mehrere cm) oder durch eine Quarzphyllitlage ebenfalls mit sehr groben Korn oder selten durch die echten Anagenite, die trotz der Metamorphose den ehemaligen Konglomeratcharakter noch behalten haben, getrennt.
Eine Altersangabe ist problematisch. Die primären Quarzporphyre können im Perm aufgedrungen sein wie entsprechende Quarzporphyre in den Südalpen. Sie können sicher nicht jünger als Kern sein, denn sie würden von der Karntransgression teilweise aufgearbeitet. Aber auch eine Entstehung der Quarzporphyre in der Trias könnte man zunächst in Erwägung ziehen. Denn an der Foce di Mescets scheinen sich die Metaquarzporphyre und ihre Tuffe mit den Graphitschiefern, die direkt unter den Sedimenten des Anis-Ladin liegen zu verzahnen. Jedoch weist diese Lokalität bei der beachtlichen Auswalzung kaum Normalkontakte auf und ist für eine Beweisführung sehr ungeeignet. Im Dünnschliff zeigen die Metaquarzporphyre in einer Quarz-Serizit-Grundmasse kataklastische Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge. Häufig haben die Quarze, die z. T. in ein Pflastergefüge zerfallen sind, noch die typischen Einbuchtungen der korrodierten Quarzeinsprenglinge unmetamorpher Quarzporphyre. Die Feldspäte zeigen perthitische Entmischungslamellen, jedoch können die ursprünglichen Alkalifeldspäte bereits von einer generellen Albitisierung ergriffen sein, wie allerfeinste verzwillingte Partien andeuten. Die Grundmasse besteht

aus Serizit und unterschiedlich rekristallisiertem Quarz, neu gebildete Quarzaggregate mit Pflastergefüge im Druckschatten der großen Einsprenglingen sind üblich; der Serizit ist meist in Schnüren und Fetzen zusammengedrängt. Von den Akzessorien ist vor allem Apatit zu nennen, seltener Zirkon, Erz und Kalzit. Am Osthang des M. Corchia, an der Foce di Moscete fehlt in dieser Zone mit hohem Stress der Feldspat vollkommen. Dagegen sind die aus Perthit bestehenden Feldspateinsprenglinge in den Vorkommen am Westhang noch sehr gut erhalten.
Ein serizitisierter, aber ungeschieferter Quarzporphyr wurde in der Schuppe I der Schuppenzone von Stazzema in den Quarz-Chlorit-Phylliten gefunden.

b) Turmalinisierte Metaquarzporphyre

Erwähnenswert ist noch das Vorkommen turmalinisierter Metaquarzporphyre in der Schuppe I der Schuppenzone von Stazzema und bei Fornovolasco. Die Vorkommen in der Schuppe sind recht zahlreich, aber klein. In dem harten Gestein heben sich die dunklen Turmaline bereits makroskopisch von der hell weißen Grundmasse ab, ohne daß sie sich eindeutig als solche identifizieren lassen. Der Dünnschliff zeigt keine Feldspäte. Im übrigen sind sie aber identisch mit den normalen Metaquarzporphyren. Die nachträglich gesproßten Turmaline sind durch starken Pleochroismus mit kräftigen Farben rotbraun-blaugrün ausgezeichnet, die die Interferenzfarben völlig verdecken. Nachträglich wurden die Turmaline verdrückt und zerbrochen. Solche turmalinisierte Metaquarzporphyre wurden im Autochthon nicht gefunden.

c) Metatuffe

Sie sind grau bis grauschwarz, sind meist deutlich gebändert, und zeigen wie die Porphyre glasige wenn auch kleinere Phaenokristalle von Quarz. Interessant ist das kleine Vorkommen bei Fociomboli nördlich des M. Corchia. Hier wittern die regellos verteilten gröberen Brocken aus der Grundmasse schön heraus. An einigen Stellen sind Sackungserscheinungen um die größeren Auswürflinge zu beobachten. Die rezenten Tufftexturen scheinen hier kaum überprägt zu sein. Saure Metatuffe kommen auch in der Schuppe I bei Stazzema vor. Sie können gleich den Metaquarzporphyren turmalini-

siert sein.

Zum Schluß noch eine Probenbeschreibung eines Fundortes nahe Mulino degli Ulivi bei Cardoso.

Probe: 51/63

Aufschluß: derber, heller quarziger Fels mit glasigen Phaenokristallen.

Schliff: Grundmasse Serizit und Quarz, darin manchmal noch etwas korrodierte Quarzeinsprenglinge. Desgleichen stark serizitisierte Plagioklas-Einsprenglinge; opake Substanz sehr reichlich; sie zeigt noch jene für Glastuffe typischen hakenförmigen Bruchstücke. Keine Schieferung.

Dagegen verwischt der starke Stress bei den Metatuffen an der Foce di Mosceta wiederum stark die Textur des Edukts. Dennoch muß man annehmen, daß diese Metatuffe bereits primär Kristalltuffe waren.

6. Graphitschiefer und Tonschiefer:

Die Graphitschiefer sind schwarz, hart und gut geschiefert. Der Dünnschliff zeigt eine Wechsellagerung feinsten Quarzes (ca. 0,03 mm Ø) mit Graphit in mm-Bereich. Das Quarz-Graphitverhältnis kann schwanken, so daß als Bänke und Linsen auch Graphit-Quarzite auftreten (siehe Abb. 1 TAFEL IV). Die Tonschiefer sind ebenfalls schwarz und gut geschiefert, aber weicher. Im Dünnschliff überwiegt neben feinsten Chlorit, Glimmer und Quarz, so stark anisotrope und diffuse Substanz, daß über die genauere Zusammensetzung nur röntgenographische Untersuchungen Aufschluß geben könnten. Daher wurde der Name Tonschiefer gewählt, nicht um damit eine wesentlich schwächere Metamorphose andeuten zu wollen, sondern, weil kein geeigneter Name zur Verfügung steht. Beide Gesteine verzahnen sich so stark, bzw. sind so stark miteinander verschuppt, daß eine genaue Unterscheidung und Kartierung nicht angebracht erschien. Sie sind in begrenzten Vorkommen über das gesamte Gebiet weit verbreitet.

Als kleine Einschaltungen kommen sie lokal in den Quarzphylliten vor, z. B. im Canale di Giardino. Weitaus häufiger treten sie im Kontakt oder Kontaktnähe zu den Grezzoni auf. L. TREVISAN hat sie

daher als "scisti di contatto" bezeichnet ebenso wie die Graphit-Serizit-Marmore und Dolomite die Kalkphyllite und die Quarzkonglomerate, die mit ihnen zusammen vorkommen. Dies gilt für den zentralen Teil des Gebietes und den Südosten. Im Westen liegen sie unter den gebänderten Marmoren, die am M. Brugiana aus ihnen hervorgehen. Bei Massa an der Straße ins Val di Frigido sind ebenfalls unter den gebänderten Marmoren solche schwarzen Tonschiefer aufgeschlossen und bei Presa d'Acqua östlich Turano liegen Quarzite mit Graphitzwischenlagen unter diesen Marmoren. Bei Castello Aghinolfi kommen sie wieder zusammen mit gebänderten Graphit-Serizit-Marmoren vor.
Hier muß nun vorweggenommen werden, daß die roten Dolomite, die Graphit-Serizit-Marmore und Dolomite als Einschaltungen in den Graphitschiefern vorkommen, sich untereinander lateral verzahnen können und ebenfalls lateral in die gebänderten Marmore übergehen, die ja aus den Graphit- bzw. Tonschiefern hervorgehen. Über dieser Abfolge liegen Kalkkonglomerate und Quarzkonglomerate.
Über diesen Quarzkonglomeraten folgen bei Massa wieder Quarzphyllite und Quarzite und dann der Calcare cavernoso. Am M. Brugiana ist es fraglich, ob die darüber folgenden Quarzphyllite das normale Hangende bilden. Im autochthonen Kern fehlen sicher die Kalkkonglomerate. Über den Quarzkonglomeraten oder entsprechenden Quarziten und Glimmerquarziten folgen die Grezzoni.

7. Rote Dolomite von Ponte Stazzemese

Sie sind durch feinverteilten Hämatit karminrot gefärbt, können mit Graphit geadert sein, und zeigen unter dem Mikroskop in regelmäßigem Abstand Einschaltungen von dünnen Quarz-Graphitlagen, die sicher sedimentär bereits vorlag.
Hinzu kommen autigene Albitneubildungen mit zwei Wachstumszonen. Während die roten Dolomite an der Foce di Mosceta nur in einer Brekzie vorhanden sind und bei Fornetto nur stellenweise als vereinzelte Brocken aufgeschlossen sind, sind sie oberhalb Rispolta sehr schön in normaler Lagerung vertreten. Hier werden sie als "Marmor" unter dem Namen "Rosso rubino" abgebaut. Wie das Teilprofil (Abb. 2) zeigt, liegen sie auf einem Quarzithorizont, verzahnen sich lateral mit schwarzen Marmoren, Dolomiten und Graphitschiefern, um hangaufwärts noch einmal an der

Lizzatura*) zum M. Alto wieder aufzutauchen. Über ihnen liegt ein Chloritphyllit von 0 - 50 cm Mächtigkeit und dann das Quarzkonglomerat der Anagenite, die direkt von den Grezzoni überlagert werden. Diese können in den unteren 2 m stellenweise gelb gefärbt sein und rötliche Linsen und Knollen aufweisen. Die roten Dolomite selbst werden max. 20 m mächtig.

*) Lizzatura: befestigte steile Wegstrecke zum Transport der Marmorblöcke

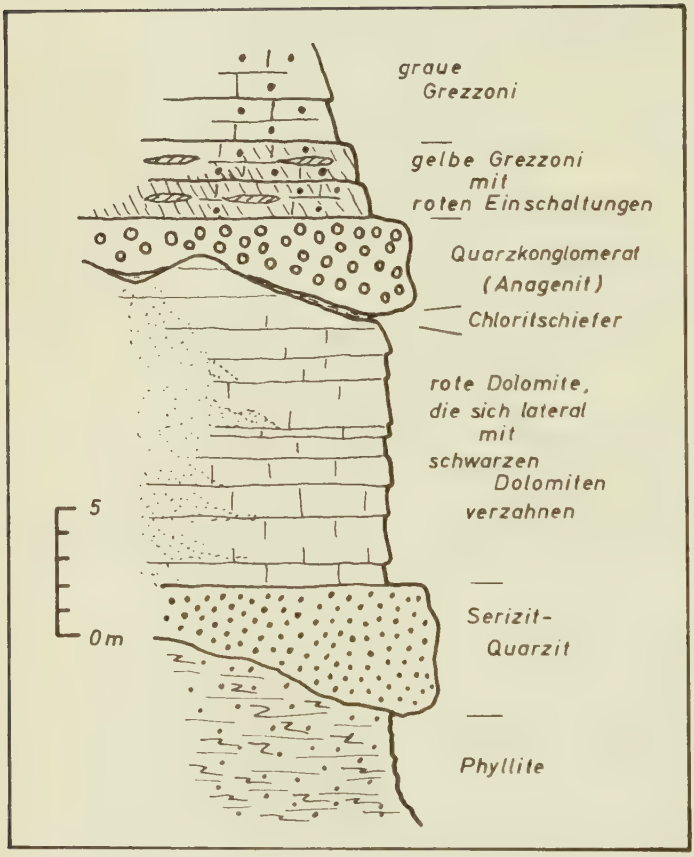


Abb. 2 Teilprofil unter den
Grezzoni bei Ponte Stazzemese

8. Graphit - Serizit - Marmore und Dolomite

Wie bereits erwähnt, gehen sie lateral aus den roten Dolomiten hervor oder liegen als Linsen in den Graphitschiefern, Kalkphylliten und gebänderten Marmoren. Sie tragen in der italienischen Literatur den Namen "calcare ad Orthoceras", da LOTTI in ihnen - an der Foce di Moscata und bei Puntato - Orthoceren gefunden hat. LOTTI hielt die Schichten für silurisch, ZACCAGNA vernachlässigte diese Altersangabe wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Fundstücke und nahm ein permisches Alter an. Wie wir im weiteren sehen werden, ist jedoch eine Einstufung ins Anis - Ladin am wahrscheinlichsten. Diese Altersangabe steht auch nicht in Widerspruch zu paläontologischen Befunden, da man heute weiß, daß Orthoceren noch zu dieser Zeit existierten. Es sind schwarze - graue sehr feinkörnige Marmore und Dolomite mit undeutlicher Schichtung reich an Graphit und opaker Substanz. Der Serizitgehalt ist sehr schwankend.
Neben den bereits erwähnten Vorkommen von Puntato, Foce di Moscata, Franchino und Rispolta sind noch Fundorte am Westhang des M. Corchia, bei Strettoia und Castello Aghinolfi und bei Campiglia am Fuße des Westhanges des M. Altissimo zu erwähnen.

9. Epidot - Chlorit - Plagioklas - Fels

Dieses Grüngestein ist außerordentlich auffallend. Gelbe Farbtupfen deuten schon makroskopisch auf Epidot hin. Der kräftig grüne Fels ist tiefgründig verwittert, zerfällt bröckelig und weist braune Limonitüberzüge auf. So ist die Probennahme erschwert. Die Vorkommen sind klein und auf den M. Brugiana beschränkt. Ein von SCHMEDDING angegebenes Vorkommen bei Pasquilio in der Nähe des M. Belvedere konnte nicht gefunden werden. Bei älteren Autoren wird dieses Gestein "Prasinit" genannt. Jedoch SCHMEDDING weist bereits darauf hin, daß der für die echte alpine Prasinitfazies typische Amphibol fehlt, und nennt sie in Anlehnung an DE LAPPARENT Epidotchloritschiefer. Hier wurde jedoch der Name Epidot-Chlorit-Plagioklas-Fels gewählt, da eine Schieferung kaum vorhanden ist. Im Dünnschliff fällt sofort das ophitische Reliktgefüge großer Plagioklase auf, die etwas verdrückt sind, aller Wahrscheinlichkeit nach in Albit umgewandelt wurden, saussuritisiert sind und kleine Epidotneubildungen

zeigen. Die Grundmasse besteht aus Chlorit, darunter reichlich Delessit. Der neugesproßte Epidot bildet große, idiomorphe Kristalle, hat alle anderen Mineralien verdrängt und besteht überwiegend aus eisenreichen Pistazit mit schönem Pleochroismus und untergeordnet aus Klinozoisit. Wichtig ist nun noch, daß relativ viel Quarz (5 - 10 Vol.%) vorhanden ist. Dieser legt die Annahme nahe, daß es sich einst um einen Tuff und nicht um ein Tiefengestein oder ein Ergußgestein gehandelt habe. Der hohe Anteil an Mafiten läßt aber vermuten, daß ein basisches Ausgangsgestein vorlag.
In den Schuppen des M. Brugiana ist nun nicht mehr die genaue stratigraphische Position zu ermitteln. Dagegen läßt ein gleichartiges Vorkommen an der Punta Bianca bei Lerici eine Aussage zu. Hier handelt es sich um Epidot - Plagioklas - Chloritschiefer. Die Tektonik ist ohne starke Verschuppungen abgelaufen. So liegen, wie P. ELTER 1965 beschreibt über diploporenführenden Marmoren des Anis - Ladin direkt Kalkkonglomerate, wahrscheinlich des Karns, die allmählich in rote Tonschiefer übergehen, und plötzlich von Epidot - Plagioklas - Chloritschiefern unterbrochen werden. Diese werden etwa 10 m mächtig und darüber folgt eine Schichtfolge mit Phylliten und Quarziten, die der des Karn in den Pisaner Bergen ähnlich ist. Quarzkonglomerate vom Typ der Anagenite liegen also nicht an der Basis des Karns, sondern sind erst ab einem höheren Niveau wiederholt eingeschaltet, wie der Verfasser auf Grund eigener Beobachtungen feststellte.
In diesen karnischen Sedimenten treten auch in höheren Horizonten basische Tuffe auf, die zum Unterschied von den sogenannten Prasiniten schwarz aussehen, reich an Erz und Chlorit sind, während Serizit und Quarz zurücktreten.
Die Erzflitter erinnern an opake Einschlüsse unmetamorpher Glastuffe.

10. Gebänderte Marmore

Sie sind vor allem in den Schuppen des M. Brugiana anzutreffen, lassen sich jedoch durchgehend von Massa bis Presa d'acqua östlich Turano zusammen mit den Kalkkonglomeraten verfolgen und treten bei Castello Aghinolfi und Strettoia in Verbindung mit Graphit - Serizit - Marmoren auf. Ferner ist noch ein Vorkommen

oberhalb der Straße Ponte Stazzemese - Arni kurz hinter Rispolta zu nennen. Hier stehen die gebänderten, cipollinoartigen Marmore wieder in einem klaren Zusammenhang mit den Graphit - Serizit - Marmoren und roten Dolomiten.

In allen Vorkommen kann man einen feinkörnigen Marmor antreffen, der von Serizitbändern durchzogen sein kann, und vor allem reich an Erz ist. Die Vererzungen sind am M. Brugiana besonders auffallend. In den serizitischen Zwischenlagen kann man vor allem Pyrit, Kupferkies, Magnetit und Limonit beobachten.

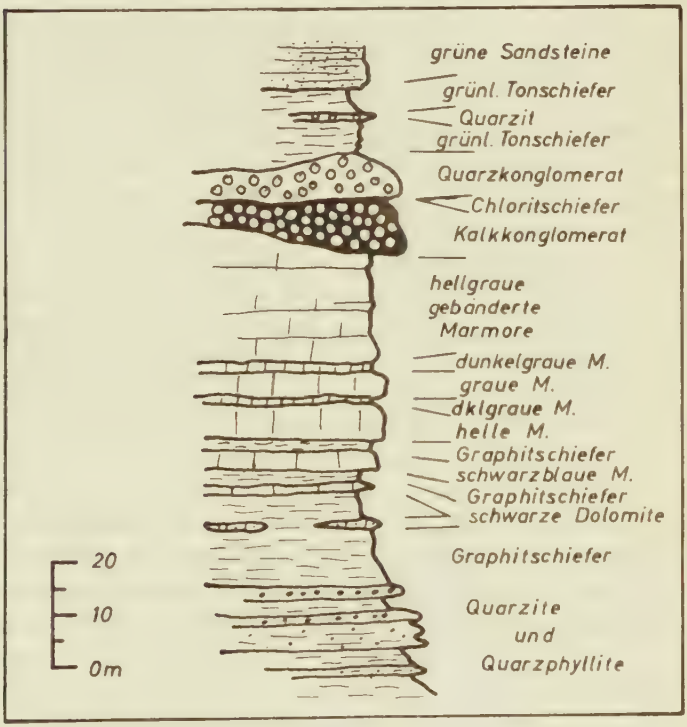


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil durch die Schichtenfolge am M. Brugiana

Ein sehr schönes Normalprofil läßt sich aus den Schuppen am M. Brugiana rekonstruieren (Abb. 3).
Aus einer Wechsellagerung von Graphitschiefern und Tonschiefern mit Graphit-Serizit-Marmoren und Dolomiten gehen dunkelgraue und blaugraue, gut geschichtete Marmore hervor. Diese gehen in helle, mitunter schneeweiße, meist aber gelbliche oder rosa farbene Marmore mit deutlicher Bänderung über. Dazwischen liegen immer wieder dunklere Bänke. Crinoidenstielreste sind häufig. Das Korn ist zwar bei weitem nicht so groß wie in den Marmoren vom Typ Carrara, jedoch sind offensichtlich Fossilreste weigehend umkristallisiert worden. Über diesen Marmoren folgen die Kalkkonglomerate.
Die Analogie zu den Marmorvorkommen an der Punta Bianca - die dortigen Aufschlußverhältnisse wurden bereits kurz skizziert - ist evident. Dort sind diese Marmore von P. EITER nach Angaben von M. LEMOINE auf Grund von Diploporenfunden ins Anis - Ladin eingestuft worden. Leider zeigen die schön herauswitternden Diploporen in Dünnschliffen keine Feinstruktur mehr, da die Umkristallisation zu weit fortgeschritten ist.
Es ist nur natürlich, auch für die gebänderten Marmore am M. Brugiana und für die sie vertretenden Sedimente ein gleiches Alter anzunehmen. Dementsprechend können die vagen Altersangaben P. DE WIJKERSLOOTH's mit Callovien - Unterkreide nicht mehr akzeptiert werden. Eine eingehendere Diskussion der Altersfragen soll erst in Kapitel V der Stratigraphie erfolgen, da man an dieser Stelle zu weit vorausgreifen müßte.
P. DE WIJKERSLOOTH nimmt zum Beispiel an, daß die gebänderten Marmore dem normalen Marmor entsprechen und die Kalkkonglomerate, seine Kalkphyllite, ein stark ausgewalzter Calcare selcifero sind, da sie Quarzknauern enthalten. Wie wir gleich sehen werden, ist diese Deutung nicht richtig.

11. Kalkkonglomerate

Sie liegen direkt auf den gebänderten Marmoren und lassen sich vom M. Brugiana bis südlich Massa, stets an denselben Horizont gebunden, verfolgen. Die einzelnen Gerölle, meist nur gestreckt, lassen sich noch so gut erkennen, daß es sinnvoller ist, von Kalkkonglomeraten zu sprechen als von Kalkphylliten, auch deshalb

weil wie bereits erwähnt wurde, letztere von P. DE WIJKERSLOOTH mit dem calcare selcifero gleichgesetzt werden. Der Name Kalkphyllit wird nur für jene Vorkommen am Osthang des M. Corchia benutzt, weil in dieser Zone mit ihrer starken tektonischen Beanspruchung nicht mehr klar zu erkennen ist, ob es sich um ehemalige Kalkkonglomerate, gebänderte Marmore oder um beide handelt.

Die Gerölle mögen einen Durchmesser von durchschnittlich 5 - 20 cm gehabt haben. Sie bestehen aus jenem reinen, hellen Marmor, über den sie transgredieren. Der Zement besteht aus Kalzit, Serizit und etwas Quarz und Chlorit. Sie können sich mit den Quarzkonglomeraten verzahnen, in sie übergehen oder von ihnen durch eine Phyllitlage getrennt sein. Häufig enthalten sie auch in höheren Lagen Quarzgerölle. Ihre Mächtigkeit schwankt stark. Doch sind örtlich Möchtigkeiten bis 20 m und mehr keine Seltenheit. Besonders schöne Aufschlüsse sind an der Piste Bergiola Foscalina nach Combratte, am Gipfel des M. Brugiana und am Colle Tecchione zu finden.
Die Kalkkonglomerate besitzen also alle Anzeichen eines echten Transgressionskonglomerats und leiten in den westlichen Apuaner Alpen und im Gebiet von Lerici die Karntransgression ein, denn erst auf ihnen liegen die Anagenite, jener Typ von Quarzkonglomeraten, der in den Pisaner Bergen ohne Zweifel den Beginn der Karntransgression darstellt. Eine ältere Altersangabe verbietet sich, da die Kalkkonglomerate über den gebänderten Marmoren des Anis - Ladin liegen.

12. Kalkphyllite

Sie sind nur in dem Areal zwischen Foce di Mosceta und Frenchino als solche in einer Zone starker tektonischer Bewegungen an dem ausgewalzten Ostflügel der Chorchia - Synklinale auskartiert worden. Sie bestehen aus Bändern schwach grün, grau oder gelb gefärbten Kalzits, zwischen die feine Serizit - Quarzlagen von grüner, bräunlicher oder schwarzer Farbe eingeschaltet sind. Von den Grezzoni sind sie stets durch Graphitschiefer, Quarzphyllite oder auch kleine Anagenitvorkommen getrennt. Im liegenden gehen sie ebenfalls in Graphitschiefer über. In ihnen sind jene bereits in Kapitel D.II.8 besprochen "Calcari ad orthoceras" eingeschaltet. Häufig treten auch quarzreichere Partien auf. Vererzungen

sind zahlreich. Oberhalb der Foce di Mosceta nahe dem Kontakt zu den Grezzoni konnte eine Magnetitlage parallel dem Streichen verfolgt werden. Aus all diesen Tatsachen ergibt sich, daß hier ebenfalls stark zerscherte gebänderte Marmore mit auflagernden Kalkkonglomeraten vorliegen müssen, jedoch läßt sich keine Grenze zwischen beiden ziehen, und Spuren des Edukt sind zu sehr verwischt, um es zur Benennung noch mit heranziehen zu können

13. Quarzkonglomerate (Anagenite)

Die besten Aufschlüsse liegen in den Pisaner Bergen. Dort werden die Konglomerate mehrere Dezimeter mächtig und enthalten oft faustgroße Gerölle. In der gleichen Gegend sind auch in den hangenden terrestrischen Quarziten und Phylliten Tetrapodenfährten, hauptsächlich von Urodelen und Cothylosauriern des unteren Keupers, gefunden wurden (VON HUENE 1942). Daher wird das Alter der Transgressionskonglomerate od r Anagenite mit Karn angegeben (G. MERIA 1952, L. TREVISAN 1955). Diese Altersangabe paßt auch gut zu den neuesten Ergebnissen (siehe Kap. D II 10).
Diese Anagenitvorkommen können in den Apuaner Alpen regional gesehen in zwei verschiedene Gruppen eingeteilt werden:
Einerseits in typische Konglomerate wie sie im Westen am M. Brugiana, am Colle Tecchione und am M. Rocca auftreten, andererseits in Quarzite, wie sie für den Kern der Apuaner Alpen von Gronda bis Ponte Stazzemese typisch sind. Die Konglomerate können außerordentlich schwanken in ihrer Mächtigkeit, von weniger als 1 m bis 20 m am M. Brugiana oder sogar 100 m am M. Rocca bei Corvaia. Petrographisch kann man sie am besten als grobe Quarzphyllite bezeichnen, denn die Geröllgrößensind kleiner als in den Kalkkonglomeraten, etwa bis max. 5 cm. Sie bestehen neben Quarz und hellen Glimmern aus serizitisierten Feldspäten, Turmalin und Zirkon. Wichtig ist nun, daß die Disthenschiefer überwiegend an diese Basiskonglomerate des Karns gebunden sind. Andererseits sind die rosafarbenen Quarze hier kein typisches Merkmal wie in den Konglomeraten der Pisaner Berge. Doch sind dunkelpigmentierte Quarze, wie sich in Dünnschliffen zeigte, typisch, sowohl für Konglomerate im Westen, wie auch für die Quarzite im zentralen Teil.

Die Quarzite dort zeigen nun weiterhin noch Feldspäte (z. T. serizitisiert) und umgelagerte Quarzeinsprenglinge aus Quarzporphyren als Hauptgemengteile, daneben etwas Serizit und Chlorit und als Akzessorien die Schwermineralien Turmalin und Zirkon. Diese Quarzitbank wird selten mehr als 1 m mächtig, besonders dort nicht, wo sie etwa zwischen Quarzphylliten oder den Metaquarzporphyren und den Grezzoni liegt. Nur stellenweise wird sie von etwas mächtigeren, geröllführenden Phylliten vertreten wie bei Ponte Stazzemese, die dann bereits deutlich auf die Quarzkonglomerate im Westen hinweisen. Interessant ist nun noch, daß in dem Anagenit direkt über dem roten Dolomit von Ponte Stazzemese vereinzelt die roten Dolomite als Brocken wieder auftreten. Diese Quarzitbank kann man überall unter den Grezzoni verfolgen, wenn nicht tektonische Vorgänge zu Abscherungen geführt haben, wie oft im Bereich der Synklinale des M. Altissimo, besonders bei Cervaiole.
Zum Unterschied von den bei Massa und am M. Brugiana anstehenden Quarzkonglomeraten, die dort stets über den Kalkkonglomeraten erst folgen, liegen die Anagenite im Zentrum diskordant auf den anisisch - ladinischen Serien und auf den permotriadischen Quarzphylliten und Metaquarzporphyren und sind weitaus geringer mächtig. Diese Tatsachen und das Fehlen des serizitischen Zements sprechen dafür, daß der zentrale Teil der Apuaner Alpen während des Karns ein Hebungsgebiet war im Gegensatz zum Westrand, zum Gebiet von Lerici und zu den Pisaner Bergen, wo die Transgression und anschließende Schüttung psammitischen Materials eindeutig auf eine Senkung hinweist. Damit ist nicht gesagt, daß die Apuaner Alpen das Liefergebiet der karnischen Sedimente waren. Dazu wären sedimentpetrographische Untersuchungen und vergleichende Schwermineralanalysen erforderlich. Wohl aber waren sie eine flache Schwelle während dieser Zeit.

Die Frage, ob höhere karnische Ablagerungen noch vorhanden sind, ist schwierig zu beantworten. Am M. Brugiana sind zwischen den Schuppen die Phyllite meist ausgequetscht worden. Oberhalb Massa sind die tektonischen Verhältnisse klarer, doch gleichen die aller Wahrscheinlichkeit zwischen den Konglomeraten und dem Calcare cavernoso liegenden Phyllite und Quarzite so sehr den tieferen der Permotrias, daß es unzweckmäßig erschien, hier besondere Unterteilungen zwischen vermutlichem Karn und Permotrias vorzunehmen.

14. Quarzite und Glimmerquarzite

Hierzu werden sämtliche Vorkommen gerechnet, die sich zwar deutlich von Quarzphylliten und Phylliten abheben, jedoch nicht sicher, wie im Bereich des M. Rocca, zu den Konglomeraten des Karns gerechnet werden können. Zum Teil sind sie echte Einschaltungen von Quarziten, Glimmerquarziten und groben Quarzphylliten in den Quarzphylliten, oder aber ihre Zugehörigkeit zu den Konglomeraten und Quarziten des Karns ist infolge tektonischer Vorgänge nicht eindeutig und kann nur vermutet werden.

15. Grezzoni

Sie sind dickbankige bis massige Dolomite, die hellgraue, selten rosa, rote oder gelbliche Farben im angewitterten Zustand zeigen. Im frischen Bruch sind sie schwarz bis grauweiß, rot bis rosa oder gelb gefärbt. Die Schichtflächen sind schlecht ausgebildet und zwar sind sie meist durch Karren- und Runzelbildung zerstört; dagegen täuscht die gute Klüftung häufig eine falsche Schichtung vor. Geradezu typisch sind Rillen in Anordnung nach dem Rhombenmuster, die auf stärkere Verwitterung längs der Kluftrichtung zurückgehen. Echte Schratten und Schlotenbildungen sind dagegen seltener. Nördlich des M. Alto liegt ein 0,2 km^2 großes Areal, von den Einheimischen "bozzi lunghi" genannt, das eine typische Karstoberfläche besitzt. Dolinen von 30 - 50 m Ø und 10 m Tiefe reihen sich dicht aneinander.

Die Mächtigkeit der Grezzoni beträgt im Durchschnitt 200 m, kann aber auch 400 m erreichen. Organogene Reste sind infolge der Metamorphose selten und wurden nicht gefunden.

Die Dünnschliffe zeigen einen reinen, sehr feinkörnigen Dolomit ohne Bänderung. Vereinzelt sind Kalzitkörner und Spuren von Quarz. Autigene Albitneubildungen wurden häufig beobachtet.
Dieses Sediment ist über das gesamte Autochthon und Parautochthon absolut gleichartig ausgebildet. Nur die Kontakte im Liegenden und Hangenden differieren etwas. An der Basis in Kontaktnähe zu den Anageniten des Karns treten häufig synsedimentäre Brekzien auf, wie am Wege von Levigliani nach Foce di Mosceta. In der normalen, feinkörnigen Grundmasse schwimmen gut kantengerundete Dolomitbrocken gröberen Korns. Eine tektonische Deutung er-

scheint ausgeschlossen sowohl dem mikroskopischen Befund nach, als auch makroskopisch, die die tektonischen Brekzien bereits makroskopisch durch ihre Zertrümmerung und Durchmischung mit Phylliten und Graphitschiefern auffallen.

Außer einem scharfen Übergang von der Quarzitbank in den reinen Dolomit, wie er gut im Canale delle Volte zu beobachten ist, kommt im Posso di Antona ein etwas anderer Typ vor. Über Metaquarzporphyren liegt eine Glimmerquarzitbank, die in ihrer Struktur an die Metaquarzporphyre erinnert. Dann folgen 20 cm Quarzphyllit und darüber die Grezzoni, die in den ersten 50 cm viel Quarz aufweisen. Der Quarz liegt in Linsen und Lagen parallel der Schichtung und weist auf einen sedimentären Ursprung hin. In höheren Lagen wird eine solche Sandschüttung oder auch nur ein nennenswerter Quarzanteil nicht angetroffen. Bei Gronda liegt nun ebenfalls über dem Porphyr eine Bank aus Glimmerquarzit - Quarzphyllit, dann folgt etwas Phyllit vermengt mit Dolomit und Quarz und in den nächsten Metern eine Wechsellagerung von Dolomit mit schmalen Phyllitlagen, die sich in den höheren Bänken der Grezzoni schnell verlieren (siehe Abb. 4).

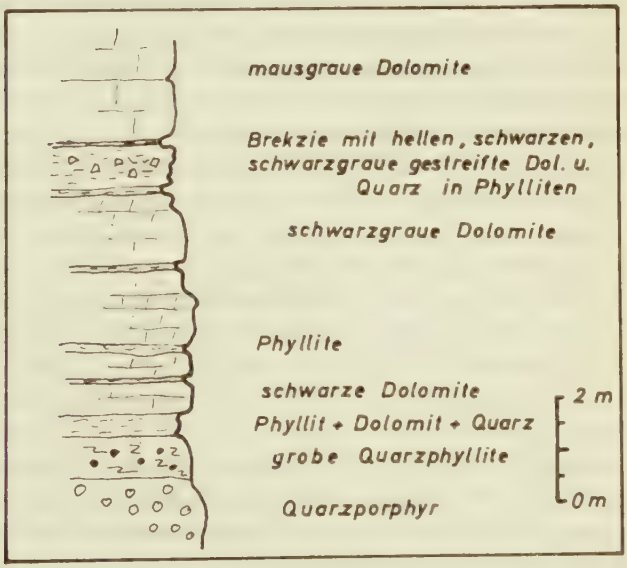


Abb. 4 Säulenprofil durch die untersten Straten der Grezzoni bei Gronda.

Im Hangenden werden die Grezzoni von den Marmoren des Hettangien überlagert. Der Übergang ist oft von einer Marmorbrekzie gekennzeichnet. An anderen Stellen liegt ein abrupter Wechsel vor. Häufig jedoch sind noch in den unteren Partien des Marmors Grezzoni als dicke Bänke, linsenartig boudiniert, eingeschaltet, so am Westhang des M. Altissimo und am M. Pelato.
Bei Piastrone zwischen la Roccetta und M. Tamburone kann eine sehr schöne Wechsellagerung zwischen dem Marmor und den Grezzoni in einem Übergangsbereich von 20 - 50 m beobachtet werden. Die Marmorlagen werden nach oben zunehmend mächtiger, und der Marmor selbst wird grobkörniger, da sein Dolomitgehalt abnimmt. Es scheint die Regel zu sein, daß die Marmorbrekzien mit den roten Marmoren und Chloritoidphylliten eine Wechsellagerung von Marmor mit Dolomit ausschließt.
Die in der Schuppenzone von Stazzema vorhandenen Grezzoni wurden von D. ZACCAGNA für calcare cavernoso gehalten, also gleichgesetzt mit jenen Rauchwacken und Dolomiten der evaporitischen Fazies des Nor-Rät. NARDI 1963 unterscheidet schon zwischen Calcare cavernoso und Grezzoni, aber kartiert Grezzoni nur dort, wo infolge jüngster Straßenbauarbeiten frische Anrisse in den tiefverwitterten Dolomiten entstanden. Die Grezzoni lassen sich ohne Zweifel mit ihren typischen Merkmalen nur längs der neuen Straßen nach Farnocchia und Stazzema beobachten. Hier wurde nämlich die m-dicke Verwitterungskruste weggesprengt.
Wichtig ist es, auf Straßenverbreiterungsarbeiten bei Stazzema im Jahre 1963 hinzuweisen. In der Haarnadelkurve direkt unter der Kirche sind heute die frischen Grezzoni angeschnitten, ein Jahr davor (1962) lagen dort noch dieselben cavernösen Kalke wie oben an der Kirche. Auch bei Ausschachtungsarbeiten konnte beobachtet werden, daß mit der Tiefe die Porosität abnimmt und diese von den Einheimischen als Kalktuffe bezeichneten Kalke in stark zersetzte und später nur noch stark zerklüftete Grezzoni übergehen.
Daß es sich bei den übrigen Vorkommen nur um eine Verwitterungskruste und nicht um Rauchwacken und Zellendolomite handelt, läßt sich durch das Vorhandensein von Erde und Gesteinsbröckchen und von zylindrischen Querschnitten, deren Hohlräume von Zweigen gefüllt waren, in diesen löcherigen Kalken nachweisen.

Es handelt sich also um eine Travertinbildung um die Grezzoni herum, bedingt durch ihre geringe Verbreitung in den sie umgebenden, einen tiefen Verwitterungsboden bildenden Phylliten und dem Macigno, so daß sich die für Grezzoni typische vegetationsarme, felsige Oberfläche nicht bilden konnte.
Soweit die Grezzoni nicht von ihren eigenen Travertinbildungen bedeckt sind, weisen sie starke Klüftung, Neigung zur Schrattenbildung auf und sind hell bis schwarzgrau gefärbt, und zeigen splittrigen Bruch.
Zu den umgebenden Gesteinen haben sie stets tektonischen Kontakt, sind aber nicht nur an die Überschiebungsbahnen der Schuppen gebunden, sondern glitten als harte Kerne in die weicheren permotriassischen Phyllite und in die Kalkschiefer der Scaglia hinein, ja durchdrangen diese und blieben im Macigno stecken, eingehüllt von Kalkschiefern, die als Gleitpaste ihr Eindringen in fremde Horizonte erleichterten, ohne sie nennenswert zu zertrümmern.
Daß die Grezzoni auch in den permotriassischen Phylliten schon von Scagliafetzen begleitet werden, ist am Wege nach Calcaferro und nach Pomezzana - Fornocchia überzeugend zu sehen. Auf dem Wege nach Calcaferro etwa bei der Quelle mit dem Waschtrog liegen neben den Grezzoni stark geschieferte, zu Scheiten zerfallende grau-grüne Kalke, wie sie im allgemeinen nur im Zusammenhang mit der Scaglia vorkommen. An der Trasse nach Pomezzana hinter Calcaferro zwischen den beiden alten Mühlen sind die Grezzoni von grasgrünen kalkigen Phylliten der Scaglia eingehüllt. Die Grezzoni können aber auch von Phylliten zusammen mit Scaglia eingehüllt sein, wie bei Pera. Eine Unterteilung der Phyllit-Grezzonivorkommen in zwei Schuppen mit normaler Phyllit-Cavernoso-Abfolge des Karns und Nor-Räts ist weder in den Phylliten zu rechtfertigen noch in den Grezzonidolomiten und wird der komplizierten Tektonik nicht gerecht.
Das Alter der Grezzoni wird mit Nor-Rät angegeben. Diese Angabe von G. MERLA und L. TREVISAN stützt sich auf einen einzigen Fossilfund, eine Worthenia escheri (STOPP.), in den höheren Grezzoni in den Apuaner Alpen in ihrem unteren Teil bereits zum Karn gehören, erstens weil sie in den Apuaner Alpen direkt auf den "anageniti basali" liegen und zweitens weil die Grezzoni in den Pisaner Bergen, wo die Sandsteine und Schiefer des Karn sehr mächtig sind, wesentlich geringmächtiger sind.

Wir haben nun bereits gesehen, daß sich die Anagenite unter den Grezzoni von denen, die im Bereich psammitisch pelitischen Karns liegen unterscheiden lassen. Wären nun die unteren Grezzoni bereits im Karn gebildet worden, so müßte doch ein psammitischer Einfluß zumindest in den dem M. Brugiana nahe gelegenen Gebieten, wie Piastrone und Tamburone, die bei aller Verschuppung doch nur wenige km entfernt lagen, sich noch zeigen. Es fehlen auch Gesteine in den Grezzoni, die dem Epidot-Chlorit-Plagioklas-Fels, den sogenannten Prasiniten (wahrscheinlich Tuffe) ähnlich sind, seien es auch nur Chloritoidphyllite, wie sie in den Marmoren vorhanden sind. Prämetamorphe Tonmergellagen oder Quarziteinschaltungen sind nicht in den unteren Grezzoni zu finden. Diese müßten aber vorhanden sein, wenn man annimmt, daß die Grezzoni zu einem beträchtlichen Teil bereits während des Karns in der Nähe einer psammitisch-pelitischen Schelfsedimentation abgelagert wurden.

Es wäre also nur möglich, daß wenige Meter, die noch Phyllit oder Quarzlagen enthalten, also Vorkommen wie sie bei Gronda und im Fosso di Antona gefunden wurden, während des Karns gebildet wurden.

Damit kann man aber nicht den großen Mächtigkeitsunterschied zwischen den Grezzoni der Apuaner Alpen und den der Pisaner Berge erklären. Es ist wohl besser, eine tektonische Ursache in den Pisaner Bergen zu suchen, wenngleich R. NARDI meint, eine solche Möglichkeit ausschließen zu können.

Ganz abgesehen von all diesen Tatsachen, wäre es sedimentologisch gesehen eine Ausnahme, daß eine Transgression nach einem Meter Konglomerat sich in dickbankigen Dolomiten fortsetzt ohne eine nennenswerte psammitisch pelitische Übergangszone. Es ist vielmehr anzunehmen, wie bereits erläutert wurde, daß während des Karns in den Apuaner Alpen größtenteils eine kleine Schwelle bestand, wogegen auch nicht die mächtigen Grezzoni des Nors sprechen.

16. Marmor (Typ Carrara)

Unter dieser Gesteinsbezeichnung wird eine Zone verschiedener metamorpher Kalke zusammengefaßt, die jedoch an der Basis von den Grezzoni und im Hangenden, meist nach einer kurzen Übergangszone, von dem sogenannten "calcare selcifero" - von schwarzen Kalken von hellen Kiesellagen und Knoten durchzogen - ebenso deutlich abgegrenzt ist. Über die Kontakte zu den Grezzoni wurde bereits im vorangegangenen Kapitel gesprochen. Eine Untergliederung dieser Zone auf Grund lithologischer Unterschiede ist fast nur in den obersten Lagen möglich, da zur Basis hin eine zunehmende Fließfaltung eintritt. Die verschiedensten Marmorvarietäten unterscheiden sich meist nur in ihrer Musterung, ihrem Farbenspiel und ihrem technischen Festigkeitsverhalten, sind jedoch nicht an bestimmte Horizonte gebunden. Verallgemeinern kann man diese zahllosen Sorten als hochpolierfähiges Gestein aus xenomorphen Kalzitkristallen mit einem durchschnittlichen Durchmesser von 0,05 - 0,3 mm bezeichnen, wobei die Einzelkristalle zunehmend mit ihrer Größe durch Um - Rekristallisation von Fremdsubstanzen gereinigt wurden. Als Nebengemengteile sind vor allem Serizit, Chlorit und Graphit zu nennen, Albit und Quarz sind nur akzessorisch vertreten. Häufiger sind dolomitisierte Partien und Einschlüsse. Sie zeigen meist noch die Umrisse von Korallen und sind, wenn sie rasenartig auftreten, gewöhnlich der einzige Hinweis auf die ursprüngliche Schichtung, besonders weil sie sich als gelbliche Runzeln aus dem schmutzig, mausgrau verwitternden Marmor herausheben, da der Dolomit schwerer löslich ist als der reine Kalzit.
Die verschiedenen Marmor-Qualitäten kann man nur im frischen Bruch erkennen. Die Klüftung ist sehr regelmäßig ausgebildet, so daß von der Hauptkluftrichtung eine Schichtung vorgetäuscht wird.

Dieser Marmor ist unter der Bezeichnung " M a r m o r v o n C a r r a r a " weltbekannt. Er wird außer in den Marmorbrüchen von Carrara, wie Colonnata und Franciscritti in dem gesamten metamorphen Bereich abgebaut. So sind besondere Zentren solcher Steinbrüche Piastrone, der Canale di Renara, le Madielle, der M. Altissimo mit seinem berühmten "statuario", der von Michelangelo entdeckt wurde, ferner der M. Corchia und Cervaiole. Viele

Viele Steinbrüche reichen besonders im N bei Massa und Carrara in ihren Anfängen schon bis in römische Zeiten zurück. Ein intensiver Abbau im S, in der Versilia, besonders im "bacino d' Arni", geht auf die Initiative Henraux's zurück. Eine weitere Varietät ist der Bardiglio von la Capella nördlich Seravezza. Dieser Name bezeichnet einen schwarzgrauen Marmor, der poliert einen blauen Schimmer annimmt, und weiß geadert ist. Er kommt nur bei la Capella vor. Das ganze Vorkommen ist ein riesiger, prähistorischer Bergsturz. Dagegen ist der Marmor bei la Costa südlich Seravezza überwiegend ein Bardiglio striato, also ein dunkelgrauer Marmor mit deutlicher, heller Bänderung. Er unterscheidet sich von den in Kap. D. II 19 zu besprechenden bardiglioartigen Marmoren nur in seiner groben Bänderung und ist vielleicht schon zu diesen zu rechnen.
Die spärlichen Marmorvorkommen in der Schuppenzone von Stazzema zeigen entweder einen stark zerklüfteten, nicht abbauwürdigen, grauen Marmor wie bei Miniera di Ferro und in den Serpentinen der Straße nach Stazzema oder aber einen bardiglioartigen Marmor wie bei Molini d' Angino und in dem Tobel unterhalb des Procinto. In dem letzteren Aufschluß kann man sogar verfolgen, wie ein grauer Marmor, der über Grezzoni liegt in einen gebänderten Marmor im Hangenden übergeht. Der gesamte Marmor ist hier nur 10 m mächtig. Wie bereits zu erkennen ist, liegt in den Gebieten, wo solche bardiglioartigen Marmore auftreten nicht nur eine leichte Faziesänderung im Marmorniveau vor, sondern eine allgemeine Kondensation der Schichten, denn sowohl Grezzoni als auch der hangende Calcare selcifero zeigen nur geringe Mächtigkeit.
Die Marmore werden auf Grund von Analogieschlüssen mit entsprechenden nicht metamorphen Serien und auf Grund zweifelhafter Ammonitenfunde bei Tenerano ins Hettangien gestellt.

17. Marmorbrekzie

Brekzienbildung herrscht im ganzen Marmorniveau. Eine Unterteilung in 2 Typen / "brecce", etwa monogene Brekzie aus hellem Kalk mit wesentlich anders gefärbten Zement, und "mischii", feinere polygene Brekzie ohne typischen Zement, die auf SAVI noch zurückgehen, erscheint sinnlos, da die Definitionen diffus sind und die Unterscheidung nicht an geologischen Gesichtspunkten orientiert ist, sondern auf alten

orientiert ist, sondern auf alten Bezeichnungen der Steinbrucharbeiter fußen.

Ein Gebundensein der Brecce an die Marmorbasis und der Mischii an die Grezzonibasis, wie sie BONATTI annimmt, scheint nicht gegeben.

Die eigentliche Marmorbrekzie, die auskartiert wurde, liegt an der Basis der Marmorzone und hat eine Mächtigkeit von etwa 30 m. Sie ist an zahlreichen Stellen aufgeschlossen, läßt sich aber nicht über längere Strecken verfolgen. So sind besonders schöne Vorkommen an der Ostflanke des M. Corchia, nahe Falcovaia am M. Altissimo, im Canale di Renara und bei Mulini degli Ulivi im Canale di Versiglia.

Ein Sonderfall liegt bei Mulina unterhalb Stazzema vor. Hier erreicht die Marmorbrekzie eine Mächtigkeit von ca. 80 m, die jedoch auf Schuppung zurückzuführen ist.

Die Hauptbruchstücke, stets gestreckt, sind blaßfarbige Marmore und in geringerem Umfang sehr typische dunkelrote Marmore, zu denen sich gelbliche und graue Grezzoni in den tieferen Partien gesellen. Das wesentliche an dieser Brekzie ist neben den roten Marmorbruchstücken der intensiv rot oder grün gefärbte Zement. Er kann Fetzen von Chloritoidphylliten enthalten oder in sie übergehen. Diese Chloritoidphyllite entsprechen prämetamorphen Tonmergellagen, die mit Kalklagen wechselnd über der Basis der Marmore lagen. Da die Kalke der Marmore bei der Orogenese eine stärkere Plastizität zeigten als die Dolomite der Grezzoni, aber die größere Diskontinuitätsfläche nicht die Grenze Dolomit-Kalk, sondern die nur etwas höhere Tonmergellage bildete, wurde die liegende, dünne Kalkbank, die unter den gegebenen Bedingungen in dieser Mächtigkeit nicht mehr genügend Plastizität aufwies, zu einer Brekzie zertrümmert, wobei sich die Abscherbarkeit von den Grezzoni noch als günstig für eine vorwiegend monogene Brekzienbildung erwies. Die roten Marmorbrocken erscheinen merkwürdig, da sonst ähnliche Marmore nicht bekannt sind. Nur im Canale di Renara liegt in einem Aufschluß auf den Grezzoni ein heller Marmor, in den wiederholt Bänder eines roten Marmors, wie er in der Brekzie vorkommt, eingeschaltet sind. Es handelt sich offenbar um eine sedimentäre Erscheinung.

Eine weitere Brekzienart tritt in der Muldenachse des M. Corchia und in der Mulde von Cervaiole auf und wird Arabescato genannt. Der weiße Marmor ist stark zertrümmert und die Lücken sind mit einem stark rekristallisierten rosa Kalzitzement ausgefüllt; diese Brekzie ist ebenso wie die bereits beschriebene, so stark wieder verfestigt, daß bei mechanischer Beanspruchung kaum Risse längs der alten Brekzienumrisse auftreten.

Eine ähnliche Brekzie tritt am SE-Hang des M. Alto über dem Niveau der Chloritoidschiefer auf. Hier sind auch die Marmorbrocken hellorange - rosa gefärbt und im Unterschied zum M. Corchia etwas ausgewalzt; der Zement ist nur an der etwas kräftigeren Tönung zu erkennen.
In der Brekzie entlang der großen Südaufschiebung von Cervaiole sind die Brekzienbestandteile sehr scharfkantig, nicht gestreckt und ausgewalzt. Der Zement weist keine unterschiedliche Färbung auf.

18. Chloritoidphyllite

Sie sind oft als tiefgrüne oder schwarzrote Schiefer ausgebildet. Dann bestehen sie aus einem submirkoskopisch feinen Fliz von Leptochloriten oder sind noch zusätzlich von Hämatitstaub durchzogen. Epidot (besonders Pistazit) ist häufig. Diese Epidot - Chloritschiefer kommen untergeordnet vor, denn meist handelt es sich um eine Bank eines weichen, elfenbeinfarbenen, nicht sichtbar geschichteten oder geschieferten Gesteins, das dicht gedrängt, grüne bis schwarze etwa 1 - 2 mm große Punkte ausweist, die sich unter dem Mikroskop als Rosetten von Chloritoidblasten in einer Serizitgrundmasse erweisen. Auch hier kann Epidot und noch zusätzlich Klinozoesit auftreten. Diese eigentlichen Chloritoidphyllite, treten überall mit der Marmorbrekzie zusammen auf, aber auch allein im nichtbrekziösen Marmor, etwa am M. Pelato, am Nordhang des M. Corchia und an der Straße zwischen der Galleria del Cipollaio und Tre Fiume. Eine Mächtigkeitsangabe ist irreal. Sie sind stets nur in der Basisnähe der Marmore zu finden.

19. Bardiglioartige Marmore

Diese Marmore bilden die normale Übergangszone zwischen den eigentlichen Marmor und dem "calcare selcifero", den schwarzen Kalken mit Kiesellagen, so am M. Corchia. Sie können jedoch zunehmen den eigentlichen Marmor verdrängen, wie man zwischen la Porta und S. Anna verfolgen kann. Im Osten, in den Schuppen des Parautochthons bei Colle di Favilla, bei Stazzema und unter der Pania - Überschiebung werden sie als einzige Marmorvarietät angetroffen.

Je nachdem, ob sie nun nur eine kleine Übergangszone bilden oder den gesamten Marmor vertreten, schwankt die Mächtigkeit zwischen wenigen Metern und ca. 50 - 60 m. Rechnet man die Marmore von la Costa als "bardiglio striato" mit zu diesem Typ, so wächst die Mächtigkeit auf etwa 150 m.

Die bardiglioartigen Marmore können monoton regelmäßig oder rhythmisch gebändert sein. Das bedeutet, daß der hellgrau, graublau oder rosa gefärbte Marmor in gleichen Abständen, meist in cm - Bereich wiederholt, etwa 0,5 - 1 cm dicke Bänder aufweist, die fast stets linear ausgerichtet und nie verfaltet sind. Sie können heller als der Marmor sein, sind aber meist dunkler gefärbt etwa in den Farbbereichen hell - gelblich, rosa, grau - blau. Die Bänderung verliert sich nach unten recht schnell im eigentlichen reinen Marmor. Sie nehmen zum Hangenden hin nie Quarz in den Bändern auf und der Farbumschlag in den schwarzen Kalk ist ebenfalls plötzlich.

In der Nähe der Pania-Überschiebung z. B. an der Foce di Mosceta, enthalten die gebänderten Marmore starke innere Spannungen, die ihnen beim Anschlagen einen angenehmen Klang verleihen.

20. Kalke mit Kiesellagen (Calcare selcifero)

Wie bereits erwähnt, geht der normale oder der bardiglioartige Marmor innerhalb eines Bereiches von weniger als 1 m aus hellweißen oder hellgrauen Marmor in die stets schwarzen Kalke über, die von Kieselagen bis zu 10 cm Dicke durchzogen sind. Bei der Verwitterung nehmen die Kalke eine dunkelgraue Farbe an, während die hellgelblichen Kieselagen ihre Farbe kaum verändern. Sie werden infolge ihrer höheren Härte erhaben herauspräpariert und sind besonders prgnant gefaltet.

So stellt H.G. WUNDERLICH (1960) verschiedene Therorien über die Wirkung der orogenen Kräfte in den Apuaner Alpen anhand dieser Feinfältelung auf, muß dabei aber voraussetzen, daß die oft zerrissenen und ausdünnenden Lagen einst durchgehend gleich dick waren, eine Voraussetzung, die wohl kaum stimmen dürfte, wie man sich in den analogen unmetamorphen nicht gefalteten Kalken mit Kiesellagen überzeugen kann.
Die entsprechenden Kalke mit Kiesellagen in der übrigen Toskana sind stets verzahnt mit den roten Knollenkalken des Ammonitico rosso. Entsprechende Kalke konnten im metamorphen Bereich meines Gebietes nicht gefunden werden.
Auf Grund des biostratigraphisch gleichen Alters des Ammonitico rosso und einer reichen Fauna im Allochthon werden die Kalke mit Kiesellagen in das Sinemurien eingestuft.
Sie werden entweder von einem Serizit - Chlorit - Marmor oder von Kalkmergelschiefern der Scaglia oder von Macigno überlagert.

21. Serizit - Chlorit - Marmore (Cipollino oder Pietra bianca di Volegna)

Unter dem Namen "Cipollino" werden im allgemeinen grüngeaderte Marmore mit unregelmäßig lagiger Textur, ähnlich Zwiebelschalen, verstanden. Dazu werden neben den Serizit - Chlorit - Marmoren auch solche des Anis-Ladin und gleichaltrige Kalkphyllite sowie Kalkschiefer der metamorphen Scaglia gerechnet. So läßt sich der Name in einem stratigraphischen Sinne nicht verwenden.
Für den Cipollino nennt ZACCAGNA als Typlokalität die Steinbrüche zwischen Campaccio und Sasso del Diavolo an der Brücke über den Turrite Secca. Hier bestehen die Marmore aus einem weißen Marmor mit grünen Adern die lagenartig angeordnet und stark verfaltet sind. Das Dickenverhältnis der weißen und grünen Lagen ist oft 1:1, Quarzknoten sind häufig.

Pietra bianca di Volegno werden die Vorkommen zwischen Volegno und Culicchiaia genannt. Bereits ZACCAGNA berschreibt sie zusammen mit dem Cipollino. Hier ist es häufig ein hellgrüner Marmor ohne lagige Textur. Im Kalzit sind Serizit, Chlorit und Quarz diffus verteilt. Zwischen diesen beiden Idealtypen gibt es zahllose Übergänge. Wichtigste Kennzeichen sind die lagige Anordnung der grünen Adern, der hohe Quarzgehalt, meist als Kieselschnüre,

und die schlechte Spaltbarkeit. Sie können also als Marmorblöcke gesägt werden

Selten tritt eine rotbraune Färbung auf, so z. B. in einem Marmorblock zwischen Culicchiaia und le Caselle.

Im Kontakt zum Marmor und Calcare selcifero im Liegenden und zu den Kalkschiefern der Scaglia im Hangenden sind oft tektonisch überprägt oder rein tektonisch, da die Serizit - Chlorit - Marmore vorwiegend in der stark verfalteten Zone von Pruno - Volegno im Südosten, bzw. in den Schuppenzonen im Nordosten vorkommen. Die normalen liegenden Kontakte sind besser im Südosten erhalten. Diese grünen Serizit - und chloritreichen Marmore folgen nicht stets auf den Kalken mit Kiesellagen, sondern können auch auf gebänderten bardiglioartigen Marmor, oder auf einem von dunklen Adern durchgezogenen Marmor liegen. Eigenartig ist, daß die liegenden Schichten Vertiefungen aufweisen, die von dem grünen Marmor aufgefüllt sind und die nicht tektonisch erklärt werden können.

Wohl scheidet die Annahme einer Transgression aus, da weder ein Transgressionskonglomerat vorliegt, noch die kalkige Fazies der grünen Marmore typisch für eine Transgression ist, aber es muß außer mit einer Kondensation der liegenden Serien mit einer gewissen Bodenunruhe zu Beginn der Sedimentation der kieseligen und mergeligen Kalke, als dem Ausgangsgestein der Serizit - Chlorit - Marmore, gerechnet werden.

Die hangenden Kalkmergelschiefer der Scaglia liegen im Südosten nur selten und dann auch nur mit geringer Mächtigkeit, auf den Serizit - Chlorit - Marmoren. Dagegen zeigen die Aufschlüsse im Nordosten am Turrite Secca und Canale delle Gobbie einen allmählichen Übergang der kompakten Marmore in grüne Schiefer ähnlicher Zusammensetzung.

Eine Altersangabe ist sehr problematisch. Einerseits verzahnen sich nach Angaben von W. D. HARTUNG solche cipollinoartigen Marmore mit Radiolariten, die zum Malm gerechnet werden. Andererseits beschreibt K. GÜNTHER in den unmetamorphen Toskaniden der Garfagnana und Lunigiana kieselige Kalke der unteren Scaglia aus der Oberkreide, welche infolge der Metamorphose die oben beschriebenen Serizit - Chlorit - Marmore durchaus übergehen könnten. Ferner wiesen K. GÜNTHER und K. J. REUTTER Bewegungen im

Cenoman in denselben Gebieten nach. Eine solche Bewegung würde die unruhigen Kontakte an der Basis erklären. Allerdings wurde keine Cenomanbrekzie, wie sie von den beiden Autoren beschrieben wurde, gefunden, die das eigentliche Merkmal der Cenomanbewegung ist.
Ferner spricht für einen Vergleich mit der unteren Scaglia der langsame Übergang in die Kalkmergelschiefer der oberen Scaglia. Da jedoch keine Fossilfunde bekannt sind, die zu einer exakten Altersangabe nun einmal erforderlich sind, soll auf Grund rein lithologischer Ähnlichkeiten keine Entscheidung getroffen werden, denn für beide Möglichkeiten Malm - wie Oberkreidealter kann man gute Gründe aufführen.

22. Scaglia rossa

Die Scaglia rossa oder nach älteren Autoren "scisti policromi", ist eine Kalkmergelserie, die von der Oberkreide bis zum Eozän reicht. Darüber folgen im Apennin nach K. D. KRAMPE (1964) oligozäne Rovaggiomergel, die kontinuierlich in den Macigno übergehen. REUTTER und SERPAGLI (1961) wiesen im Val Gordana ein vom Oberturon bis Paläozän reichende Schichtlücke nach und unterschieden eine geringmächtige untere Scaglia (Cenoman - Turon) mit dünngebankten harten kieseligen Kalken und Mergeln und eine mächtige obere Scaglia (Eozän) mit den bekannten weichen roten Kalken und Mergeln. K. GÜNTHER und K. J. REUTTER wiesen die bereits erwähnte Cenomanbewegung anhand von Brekzien in der Lunigiana und Garfagnana nach. Ferner beschreibt K. GÜNTHER aus denselben Gebieten ebenfalls die harten kieseligen, oft maiolicaähnlichen Kalke der unteren Scaglia, die dort, wo die Cenomanbewegung sie nicht beseitigte, bis ins Apt - Alb hinabreichen.
Solche detaillierten Studien läßt die Metamorphose in den Apuaner Alpen nicht zu. Eine untere Scaglia rossa ist nicht bekannt, denn der Möglichkeit einer faziell verschiedenen unteren Scaglia wurde bisher nicht gerechnet. Daß die Serizit - Chlorit - Marmore ihr vielleicht entsprechen, wurde bereits gesagt. Dagegen wurden die auffallend roten und grünen Kalkmergelschiefer, die im Nordwesten der Apuaner Alpen bei Vagli sogar die bekannten Nummulitenbrekzien enthalten, sehr früh mit entsprechenden eozänen Kalken und Mergeln der unmetamorphen Torkaniden gleichgesetzt.

ZACCAGNA schreibt zwar 1897 schon, daß man die Nummulitenbrekzien nicht von den Schiefern, die sie begleiten, trennen kann, behält aber auch 1932 in seiner "Descizione geologica delle Alpi Apuane" die Deutung bei, daß dieses Eozän mechanisch bei der Verfaltung in die triassischen "scisti superiori" hineingelangt sei. 1939 stellt SILVESTRI unter Voraussetzung einer Normalabfolge der Schichten die Gattung Nummulites canavarii SILVESTRI auf, die der Trias angehören soll. Als eine solche Rarität ist sie auch in den Foraminiferen-Katalog von ELLIS und MESSINA (1940, New York) zu finden. Andererseits waren es gerade diese Nummulitenfunde, die LENCEWICZ 1917 veranlaßten, eine Schichtverdoppelung auf Grund einer Deckenüberschiebung in den Apuaner Alpen anzunehmen.
In dem Arbeitsgebiet wurden überwiegend grüne Kalkmergelschiefer gefunden und daneben im Kontakt zu Ihnen metamorph überprägte hellgrüne, helle und rötliche Sandkalke und hellgraue, geschieferte Marmore.

a) Grüne und rote Kalkmergelschiefer

Sie bestehen überwiegend aus Kalzit, Serizit, Chlorit und etwas Quarz. Die Kalzitkörner sind klein, erreichen nie solche Größen wie in den Marmoren etwa von Typ Carrara. Dasgleiche gilt für den Serizit, Chlorit und Quarz. Streng petrographisch sind es also Kalkphyllite. Doch wurde diese Bezeichnung vermieden, um eine Verwechslung mit den Kalkphylliten der Trias zu vermeiden. Sie sind im N bei Campagrina und in NE bei Isola Santa weit verbreitet, entwickeln sich aus den Serizit - Chlorit-Marmoren und weisen zum Beispiel in der Nähe von Campagrina an der Straße nach Arni und am Turrite specce gegenüber von Pizzorno Einschaltungen von roten Radiolariten auf. Rote Kalkmergelschiefer wurden dagegen in den nördlichen Gebieten nicht gefunden.
Im Südosten ist die Scaglia im Autochthon zwischen S. Anna, Ponte Stazzemese, Cardoso bis zur Foce di Mosceta wenig entwickelt. Dies beruht wahrscheinlich auf einer tektonischen Reduktion, denn der hangende Macigno liegt oft mit tektonischem Kontakt auf den Marmoren.
Größere Mächtigkeiten erreichen sie nur in der Schuppenzone von Stazzema und zwar im Canale verde südlich Pomezzana. So findet

man Scaglia Fetzen bereits an der Basis der Schuppe I, und zusammen mit den Grezzoni in der Schuppe I selbst. In der Schuppe III und IV sind sie dann reichlich vertreten. Sie werden bis zu 200 m mächtig, jedoch liegen hier noch interne Verschuppungen vor. Sie sind im Gebiet zwischen Pomezzana und Farnocchia graugrün - giftgrün gefärbt und zeigen glitzernde Serizitfilme auf den Translationsflächen. Oft treten bei der großen Plastizität der Schiefer nur noch Lineare auf. In einigen kleinen Steinbrüchen im Canale verde werden diese Schiefer als Platten gebrochen. Unterhalb der Steilwand des Calcare cavernoso zwischen M. Forato und M. Matanna sind die Kalkmergelschiefer häufig rot gefärbt.

b) Sandkalke

Sie sind leicht geschiefert und weisen nur selten Kleinfaltung auf. Der Dünnschliff zeigt allerfeinsten mit Quarz vermengten Kalzit und Serizit - Chloritschnüre. Glitzernde Serizitharnische sind kein hervorstechendes Merkmal. Vielmehr fällt die Kompaktheit der Kalke, ihre größere Härte und stumpfe Farbe von hellgelblich - graugrün dem Beobachter sofort auf. Selten sind rote kieselige Kalke. Die Sandkalke sind stets mit den Kalkmergelschiefern der eigentlichen Scaglia rosso vergesellschaftet. Typische Lokalitäten sind die Linsen bei la Mandria in der Nähe von Farnocchia und die Steilwände unter Casa Colleoni und Casa Pucci am Fuße des M. Forata.

23. Macigno (Pseudomacigno)

Dieses Schichtglied wird häufig Pseudomacigno genannt, um ihn als autochthonen,metamorphen Macigno gegenüber dem unmetamorphen Macigno besonders herauszustellen. ZACCAGNA prägte diesen Namen ursprünglich, da er glaubte, es wäre eine dem Macigno ähnliche Grauwacke der oberen Trias. Die Macignovorkommen bei S. Lucia unter dem Calcare cavernoso gleichen besonders schön dem normalen Macigno.

Er ist leider wesentlich schlechter aufgeschlossen als die vorher besprochenen Serien, da er von ausgedehnten Wäldern bedeckt ist.

Der schmutzig-grau, schwarz bis rostbraun verwitternde Macigno ist im Anschlag dunkelgrau oder hellbraun. Die eigentlichen

Flyschmerkmale, Unterflächenstrukturen graded bedding und Konvolute Lamination sind durch die Metamorphose, die Schieferung und Verschuppungen auf kleinstem Bereich weitgehend verwischt. Nur ein graded bedding läßt sich meist noch nachweisen.
Selbst die Schichtung ist oft von der starken Schieferung eliminiert. Desgleichen kann durch das Überschneiden von Schichtung und Schieferung eine Kreuzschichtung vorgetäuscht werden. Morphologisch gesehen bildet er sanft abfallende Hänge, nie Steilwände, nur vereinzelt treten grobkörnige Bänke als Härtlinge hervor. Typische Aufschlüsse sind direkt in den Orten Cardoso, Pruno, Volegno und nahe der Staumauer von Isola Santa zu finden

Vor allem die stets eingeregelten und dementsprechend auf den Spaltflachen parallel zur Schieferung besonders reichlich vorhandenen Muskovite können als Unterscheidungsmerkmal von ähnlichen Sandsteinen des Permotrias dienen.

a) Metagrauwacken

Sie sind am weitesten verbreitet und ein Vergleich mit dem normalen unmetamorphen Macigno drängt sich sofort auf. Der Dünnschliff zeigt das Typische Lithisch - feldspatische Grauwackbild. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Albit, daneben Kalifeldspat. Der Orthoklas ist meist stark serizitisiert, Perthit wenig und Mikroklin gar nicht. Ebenso kann der Albit serizitisiert sein. Als wichtigstes Nebengemengteil ist der Moskovit zu nennen, dessen Schuppen meist verdrückt und verbogen, oft zu Serizitlamellen zerfallen sind. Daneben kommen in Chlorit umgewandelter Biotit, Apatit, Zirkon und Erz (größtenteils Pyrit) vor. Kalzitkorner sind selten. Etwas häufiger tritt der Kalzit im Zement auf, der aus Serizit Chlorit, Quarz und opaker Substanz besteht. Die Korngrößen schwanken zwischen 0,03 und 0,5 mm gehen aber bis 2,0 mm. Gröbere Kornfraktionen sind selten. Die Klassierung ist gut, die Sortierung ausgesprochen schlecht. Bestandteile von Metamorphiten wurden nicht angetroffen. Tonschiefer wurden bei der Schieferung und Metamorphose in den Serizit und Chlorit des Zements umgewandelt. Dafür sprechen kleinere Serizit - Chlorit - Quarzfasern. Der Muskovit ist stets verbogen, häufig ist der Quarz eingeregelt oder sogar geplättet. Dann fehlen die Feldspate bis auf Mikrolin.

b) Kalksandsteine

Dieser Sandstein ist nach CAROZZI als "Grès a ciment calcareo - argilleux ou calcaire" sogar typisch für den Macigno. Der Dünnschliff zeigt als Hauptgemengteile Quarz und untergeordnet Albit. Das Bindemittel besteht aus Kalzit, Serizit und opaker Substanz. Schwerminerale als Akzessorien sind selten. Die Kalksandsteine sind feinkörniger als die Grauwacken mit Korndurchmessern von 0,05 - 0,2 mm. Sie kommen meist mit den schwarzen, mergeligen Tonschiefern zusammen vor. Im Fenster von Casoli im Südosten kann man sie als Einschaltungen in den Tonschiefern beobachten. Im Nordosten bei Isola Santa sind sie z. T. häufiger als die Grauwacken, während bei Stazzema, Cardoso, Volegno und S. Lucia die Grauwacken überwiegen.

c) Mergelige Tonschiefer

Sie gehören mit Sicherheit zum Macigno und nicht zu einem hypothetischen Karbon, wie P. DE WIJKERSLOOTH annahm. Es lassen sich nämlich alle Übergänge von einer schwarzen Grauwacke mit kalzitischem Zement über einen pelitischen kalkigen Schiefer der eigentlichen "ardeia", die zu Schiefertafeln verarbeitet wird, und weiter bis zu schwarzen marmorigen Kalken mit rythmischer Riefung als Anzeichen für eine Feinschichtung beobachten. Diese Kalke z.B. oberhalb le Lapaie, sind leider ebenso wie die Schiefer infolge der Metamorphose fossilfrei. Sie haben keine Ähnlichkeit mit den Nummulitenkalken des Eozäns. Vielmehr scheinen diese marmorigen Kalke, Kalkschiefer und mergeligen Tonschiefer die normalen Sedimentation während turbiditfreier Zeiten zu sein, da sie in verschiedenen Horizonten anzutreffen sind. Sie bildeten außerdem bei den Verschuppungen der Zone von Stazzema die Bewegungsbahnen der einzelnen Gleitbretter. So befindet sich auch stets zwischen dem autochthonen Macigno und den Marmoren, bzw. Kalken mit Kieselagen, eine meist nur 20 cm starke verruschelte Schieferlage. Zum Beispiel wird bei La Porta selbst der autochthone Macigno so laminiert, daß er praktisch fehlt. Auf der kleinen Bergkuppe, Punkt 735 m liegt unter dem Quarzphylliten noch eine solche schwarze Schieferlage, jedoch kein echter Macigno mehr. Besonders typisch sind die Aufschlüsse bei Cardoso und im Canale della Radice.

Interessant ist zu beobachten, daß im Parautothon bei Stazzema diese schwarzen Schiefer nicht nur wie im Autochthon lokal zusammengestaucht sind wie etwa bei Cardoso, sondern oft als durchgehende Lage z. B. in ca. 600 - 650 m am Hang zu verfolgen sind. Sie sind dort 5 - 10 m mächtig und werden z. T. noch heute als Schieferplatten abgebaut. Außer diesem Vorkommen lassen sich noch viele kleinere nachweisen.

Bemerkenswert ist eine Mergelsandeinschaltung bei i Forconi. Zwar ließ sich das Vorkommen nur in Lesesteinen nachweisen, diese waren jedoch so häufig, daß an seiner Existenz kaum ein Zweifel bestehen kann. Die Sandmergel verwittern auffallend ockergelb, sind sehr weich und im cm - Bereich gut geschichtet. Neben dem im Mikroskop praktisch amorphen Kalzit tritt gut gerundeter und klassierter Quarz von etwa 0,03 mm Ø und etwas Serizit und Chlorit auf.

Diese Einschaltung deutet ähnlich den schwarzen mergeligen Tonschiefern und Kalken auf turbiditfreie Sedimentationsbedingungen hin.

Hierher gehören ebenfalls die Vorkommen bei Campagrina. Die schwarzen Schiefer sind an sich untypisch, ebenso der Kontakt zum Marmor und zur Scaglia, aber es wurden immer wieder kleine Bänkchen einer Grauwacke gefunden, wie sie nur im Macigno auftritt. Solche Einschaltungen von Kalksandsteinen und Grauwackenbänkchen zeigen auch die mergeligen Schiefer bei Càsoli und Grotta al Onda.

R. NARDI (1963) sieht nun in den Scagliavorkommen zwischen Pomezzana und Fornocchia eine normale Einschaltung von "calcescisti und cipolini" in dem Pseudomacigno, da die mergeligen Tonschiefer eine Übergangszone bilden würden. Gleichfalls als eine Einschaltung, deutet derselbe Autor die Vorkommen von Pseudoscaglia in Pseudomacigno in den Pisaner Bergen.

Erstmals beschreibt BELLINCIONI (1959) solche Einlagerungen von Mergeln im Macigno, die denen der Scaglia zum Verwechseln ähnlich aussehen, aus dem Val di Lima. Und CATALDI bezeichnet die schwarzen mergeligen Schiefer bei Cardoso offensichtlich in Anlehnung an BELINCIONI ebenfalls als solche mit der Signatur O2.

Sieht man sich aber in dem stark bewaldeten Gebiet die Aufschlüsse in den Bachanrissen der steilen Tobel genau an, so entdeckt man stets einen Hiatus zwischen den grünen Mergeln und den nur stellenweise vorhandenen schwarzen mergeligen Tonschiefer. So ist eine Verschuppung von Scaglia und Macigno viel wahrscheinlicher, da häufig Grauwacken an Kalkschiefer der Scaglia stoßen, oder aber die schwarzen Tonschiefer des Macigno an der Basis der Gleitbretter als Schmiermittel noch vorhanden sind. Selbst die Scaglia - Macignogrenze im Fenster von Grotta al Onda scheint noch tektonisch überprägt zu sein.

24. Die regionale Verbreitung der Serien und ihre Mächtigkeitsschwankungen

Über die Mächtigkeit der am weit verbreiteten permotriadischen Quarzphyllite läßt sich nichts sagen, da sie die tiefsten aufgeschlossenen Schichten darstellen. Sie gleichen in ihrem petrographischen Bestand und Habitus den Quartenschiefern des Skyths in der penninischen Zone der Alpen. Unruhige Sedimentationsbedingungen zeigen die verschiedenen Bildungen des Anis-Ladin. Dolomite wechselten mit unreinen Kalken, die schwache, offensichtlich sedimentäre Vererzungen zeigen. Die Mächtigkeiten sind überall gering. Dies deutet auf eine Schwellenregion hin. Desgleichen weisen Diploporen auf die bekannte Brianconnaisschwelle mit ähnlichen Bildungen hin. Während des Karns wurden nur die Randzonen der Apuaner Alpen von einer Transgression erfaßt. Die zentralen Teile zeigten eher eine leichte Hebungstendenz. Diese brackich-limische-terrestriche Karn ist daher wenig mächtig und läßt sich nur durch sein Transgressionskonglomerat von den, unter ähnlichen Bedingungen sedimentierten, Quarzphylliten der Permotrias unterscheiden. Im Nor setzte eine rasche Absenkung ein, wie synsedimentäre Brekzien an der Basis der nun folgenden Grezzoni zeigen. Die Grezzoni werden bis zu 400 m mächtig, so in der Synklinale des M. Altissimo und der des M. Corchia. Sie reichen vielleicht bis ins Rät hinauf. Die Kontakte an der Grezzoni - Marmor - Grenze zeigen einerseits einen successiven Übergang des Dolomits in Marmor oder eine Brekzie mit roten Marmoren und Chloritoidphylliten. Der Marmor, zum Gettangien gestellt, kann durchaus mehrere 100 m mächtig werden, jedoch sind hier Fließ-

strukturen so ausgeprägt, daß eine Mächtigkeitsangabe von maximal ca. 200 - 300 m nur einen Anhaltspunkt geben soll. Über die Mächtigkeitsverhältnisse des Calcare selcifero läßt sich wenig sagen, da seine Verbreitung in dem kartierten Gebiet gering ist.

Hier ist es nun angebracht die Mächtigkeiten der Grezzoni, Marmore und des Calcare selcifero gemeinsam zu vergleichen. Aus der geologischen Karte geht hervor, daß alle drei gemeinsam anschwellen und abnehmen. Zugleich fällt auf, daß die bardiglioartigen Marmore, die gewöhnlich nur eine schmale Übergangszone zwischen dem Marmor vom Typ Carrara und dem Calcare selcifero bilden, in solchen Zonen mit geringer Gesamtmächtigkeit stark zunehmen und sogar den eigentlichen Marmor sowie den Calcare selcifero vollständig ersetzen können.
Interessant ist in diesem Zusammenhang die kondensierte Schichtfolge der beiden kleinen Antiklimalen bei Orzale.
Im nördlichen Vorkommen folgen über Grezzoni hellgraue Marmore von Typ Carrara, darüber bardiglioartige Marmore und Serizit - Chlorit - Marmore und Scaglia - Schiefer. Dann folgt bereits der Macigno. Als unterstes sind gerade noch permotriassische Quarzphyllite aufgeschlossen. Die ganze Abfolge einschließlich der Grezzoni bis zum Macigno ist nur 40 m mächtig (siehe Abb. 5)

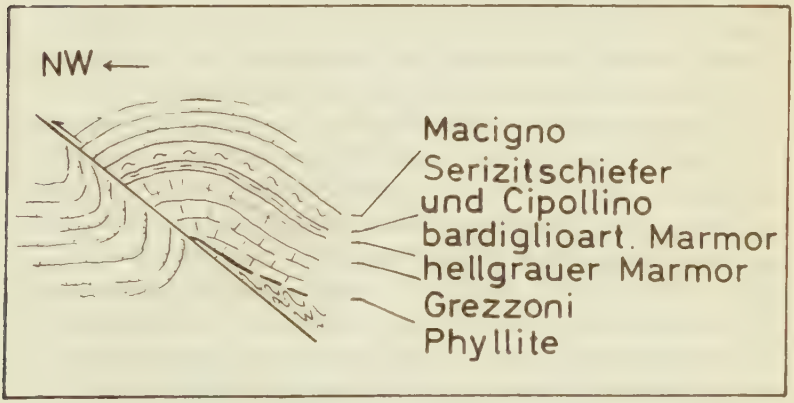


Abb. 5 Profil bei Orzale nördliche Antiklinale

Wichtig ist nun, daß in der südlichen Antiklinale der normale Marmor durch den bardiglioartigen ersetzt wird. Da bei der späteren Faltung die kompetenten Kalke und Dolomite der Grezzoni, Marmore und Kalke mit Kiesellagen als einzige fähig waren, eine harmonische Faltung zu bilden, ist es natürlich, daß dort, wo sie im Verhältnis zu den Phylliten und dem starren Macigno zu gering mächtig wurden, Schuppenbildung einsetzte, die zu dem heutigen Parautochthon im Osten und Südosten führte. Denn dieses besteht vorwiegend aus Schuppen wirr verfalteter Phyllite, in die die wenigen Grezzoni und Marmore eingewickelt wurden, oder aus Macigno, der nicht fähig ist, sich eng zu verfalten, wohl aber auf Grund der unregelmäßig eingelagerten Tonmergelhorizonte sich intensiv verschuppen kann.
Wollte man nun diese Mächtigkeitsschwankungen nur tektonisch erklären, so bliebe es ungeklärt, warum gerade im Parautochthon kein Calcare selcifero, kaum die typischen Marmore und nur wenig Grezzoni zusammen mit dem bardiglioartigen Marmor auftritt. Die Serizit - Chlorit - Marmore und Scaglia rossa waren vielleicht bereits primär starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Zusätzlich wurden sie, besonders die weichen Kalkmergel der Scaglia zwischen den härteren Grezzoni - Marmor und Macigno - Komplexen ausgequetscht. Trotzdem fällt die Anhäufung von Scaglia im Nordosten und Südosten auf. Mächtigkeitsangaben in diesen Schuppenzonen von Isola Santa und von Stazzema zu machen, ist zwecklos. Nur der Vollständigkeit halber sei gesagt, daß sie lokal 200 m mächtig werden. Dasgleiche gilt für die regionale Verbreitung und für Mächtigkeitsangaben im Macigno. Denn selbst der autochthone Macigno ist nie frei von Dislokationen und Verschuppungen kleineren Ausmaßes. So liegt er im Südosten sowohl über Scaglia, Serizit - Chlorit - Marmoren, Calcare selcifero, bardiglioartigen Marmoren und dem Marmor vom Typ Carrara, und im Nordosten bei Puntato etwa auf permotriassischen Quarziten und Glimmerquarziten. Die größten Mächtigkeiten des Macignos bei Cardoso können bis zu 800 m erreichen, wobei allerdings die vielfachen Verschuppungen zu bedenken sind. Diese jüngeren Sedimente der Scaglia und des Macigno sind in den bereits weitgehend abgetragenen, verschuppten Muldenzonen im Westen zwischen M. Carchio und M. Costa nicht mehr zu finden.

III. Pania Einheit

1. Einleitung

Sie nimmt den Ostteil des Gebietes ein und wird beherrscht von dem Bergmassiv der Pania della Croce. Geologisch gesehen handelt es sich um einen starren Block von über 1000 m mächtigen Dolomiten und Kalken, der am Westrande aufgebogen ist. Sie hat eine gesonderte tektonische Stellung zwischen Autochthon und Allochthon.

2. Calcare cavernoso

Unter dieser Bezeichnung werden verschiedenartige Gesteine zusammengefaßt:

1. Eine rein tektonische, polygene Brekzie aus verschiedensten Kalken des Mesozoikums und der Scaglia.
2. Rauchwacken, Dolomite und Kalke einer Riffazies, meist zu einer Brekzie tektonisch umgeformt.
3. Anhydrite und Dolomite einer evaporitischen Fazies, durch die Tektonik ebenfalls in eine Brekzie umgeformt, oder als Gipsdiapire hochgepreßt.

Alle drei Typen sind sich sehr ähnlich, bilden Zellenstrukturen, zeigen dieselben Karst- und andere Verwitterungserscheinungen und können kaum auseinandergehalten werden, da zwischen diesen drei Idealtypen alle Übergänge möglich sind. In der geologischen Karte läßt sich die Formation daher selten unterteilen. Nur bei il Rondone im Süden von Isola Santa und unterhalg des M. Bovaio wurde eine rein tektonische Brekzie auskartiert.
Fossilien sind spärlich, nur in den hangenden schwarzen Mergelkalken, die den calcare cavernoso z. T. dort auch vertreten, wurde mit Avicula contorta PORTL ein Leitfossil des Räts gefunden. Das normale Liegende ist nur selten aufgeschlossen, aber es sind aus der südlichen Toskana karnische Schiefer bekannt. Daher wird dem Calcare cavernoso allgemein ein Nor-Rätalter zugeschrieben.

Keiner der verschiedenen Cavernosotypen aus diesem Gebiet entspricht dem evaporitischen Faziesbegriff nach TREVISAN "In origine dolomia nera e anidrite interstratificate, successivamente trasformate in dolomie a celette (Cavernoso)". TREVISAN (1955) und vorher schon MERLA (1952) haben besonders in Anbetracht der

Verhältnisse in der südlichen Toskana und in den Pisaner Bergen die Theorie entwickelt, daß über den terrestrichen Sedimenten des Karns, die als "oberer Verrucano" oder "typischer Verrucano" bezeichnet werden, eine heterope Faziesentwicklung im Nor einsetzt, die zur Bildung von Grezzonidolomiten in den Toskaniden der Apuaner Alpen einerseits, andererseits zur Bildung von Dolomiten und Anhydriten der evaporitischen Fazies in den Toskaniden II der Apuaner Alpen und in der übrigen Toskana führt. Außerdem kommt es auf Grund der heteropen Faziesentwicklung im Nor - Rät in den Toskaniden II neben der Ablagerung von Anhydrit und Dolomit auch zur Sedimentation von schwarzen Kalken des Portotyps und Mergelkalken mit Avicula contorta PORTL. Nach Ansicht von L. TREVISAN soll eine Verzahnung der evaporitischen Fazies mit der Grezzonifazies im Parauthochthon existieren. So klar auch Normalkontakte zwischen den karnischen Schiefern und den Anhydrit-Dolomiten, dem angeblichen Ausgangsgestein für den Calcare cavernoso, an Aufschlüssen in den Pisaner Bergen und bei Bocchegiano (TREVISAN) in der südlichen Toskana beschrieben wurden und so elegant sich auch mit Hilfe der Heteropie - Theorie Schwierigkeiten bei den Deckenbildungen erklären lassen, so muß ich doch darauf hinweisen, daß die Aussagen TREVISAN's, die das von mir kartierte Gebiet betreffen, unzutreffend sind. In den Schuppen des Parauthochthons - der Schuppenzone von Stazzema - tritt gar kein Calcare cavernoso auf, wie wir schon gesehen haben, so daß dieses Gebiet nicht als Beispiel für die Verzahnung einer anhydritischen Fazies mit einer dolomitischen gelten kann. Ebenso zweifelhaft ist das Beispiel für die heterope Ausbildung am M. Lieto. Es wurde kein Anhydrit oder Gips gefunden, auch Rauchwacken sind nicht typisch, ebenso kann man nicht jeden schwarzen gebankten Kalk als schwarzen Rätkalk ad Avicula contorta bezeichnen. Die Tektonik hat außerdem zu so starken Brekzienbildungen geführt, daß es kaum zu sagen ist, wie die ursprüngliche Lagerung war.

Ferner sind Quarz - Chlorit - Phyllite unter der Foce di S. Anna und bei S. Anna nicht das normale Liegende des Calcare cavernoso vom M. Lieto, sondern gehören zur Schuppe I Schuppenzone von Stazzema. Der Macigno der Schuppe II reicht noch bis unter den Nordosthang des M. Lieto.

Die tektonische Brekzienbildung scheint offensichtlich nur von der Brüchigkeit und Porosität der Kalke abhängig gewesen zu sein.

Läßt man die tektonischen Kalkbrekzien außer Betracht, so überwiegen Kalke. Dolomite sind nur geringe Einschaltungen, ebenso Rauchwacken. Häufig sind zwischen Foce di Petrosciana und Foce delle Porchette synsedimentäre Brekzien und Cavernen ausgefüllt mit einem feinkörnigen Dolomitmehl. Diese Merkmale sprechen für eine Riffschuttfazies.
Die Zellenstruktur in den Brekzien beruht meist darauf, daß der Zement schwerer verwittert und erhaben, oft scharfkantig, herauspräpariert wird. Der umgekehrte Fall kann natürlich auch eintreten.
So werden von mir jene polygenen Brekzien und Riffschuttkalke, wie durch ihre Cavernen, Grotten und Schrunden auffallen und gut von den hangenden, dickbankigen Dolomiten im Paniabereich und von den massigen Kalken im Matannabereich zu unterscheiden sind, unter dem Namen Calcare cavernoso zusammengefaßt, was sich wohl im Ausmaße ihres Vorkommens mit den italienischen Ansichten deckt, aber nicht in ihrer Deutung.

Der Calcare cavernoso der Pania ist am Besten in der Umgebung der Foce di Mosceta aufgeschlossen. Er hat dort eine Mächtigkeit von 20 m und steigt zum M. Forato hin auf weit mehr als 100 m an.
Eine Verzahnung zwischen Calcare cavernoso und den schwarzen Kalken im Hangenden konnte nicht beobachtet werden. Er ist stets als tektonische Brekzie ausgebildet, die neben den üblichen porösen Kalken viele Rauchwacken und kleine Scaglia - und Quarzbröckchen in dem mylomitischen Zement enthält. Das Liegende bilden längs der Überschiebungsbahn Macigno, permotriassische Phyllite, bardiglioartige Marmore, Grezzonifetzen und wahrscheinlich auch Scaglia. Es ist also ein vollkommen tektonischer Kontakt. Ebenfalls tektonisch ist an der Foce di Mosceta der hangende Kontakt. Er ist auch keine Schichtparallele Gleitfläche in bezug auf die hangende Dolomite und Kalke. An der Foce di Mosceta stellt der Calcare cavernoso also nur eine Mylonit- und Brekzienzone zwischen der M. Corchia Synklinale und dem aufgeschobenen Paniamassiv dar.

Erst oberhalb Casa Santarelli ist der Calcare cavernoso weniger mylonitisiert. Die tektonische Brekzie an der Basis ist mächtiger, ca. 50 m, und in ihren Gleitflächen parallel zu den Schichtflächen orientiert.
Am M. Forato ist die Riffschuttfazies schon klar erkennbar. Die massigen Kalke sind nicht mehr so stark brekziös, sondern weisen neben echten Rauchwacken schwarzen paulrigem Dolomit in Kalkhohlräumen und sedimentäre Kalkgerölle auf. Weichere Kalkpartien in den Riffschuttkalken bilden Grotten. Die starke Zerklüftung ermöglichte es der Verwitterung, eine bizarre Felslandschaft zu schaffen. Der Riffcharakter des Cavernoso erreicht seinen Höhepunkt zwischen der Foce di Petrosciana und der Foce delle Porchette. Hier gehören die hangenden Kalke bereits zu dem Kalk mit Kiesellagen. Die Grezzoniähnlichen Dolomite und die massigen Kalke fehlen.
Der Übergang vom Calcare cavernoso der Pania Einheit zu dem der Toskaniden II ist weder lithologisch noch tektonisch genau abzugrenzen. Die Mächtigkeit des Calcare cavernoso schwillt im Paniabereich von 20 m rein tektonischer Brekzie am Foce di Mosceta auf 200 m mächtige Riffkalke an.

3. Die tektonische Brekzie von il Rondone südlich Isola Santa

Il Rondone ragt als 50 m hoher, steiler Vorsprung südlich Isola Santa in den Turrite Secca hinein. Er besteht aus cavernösen Kalken, die bei einer näheren Untersuchung eine tektonische Brekzie aus verschiedensten, nicht mehr genauer zu identifizierenden Kalken aus Grezzoni, Marmor, Scaglia und Macigno besteht. Die einzelnen Komponenten sind wahllos vermischt, nur selten sind noch größere Partien eines der Ausgangsgesteine ohne Beimengung eines anderen vorhanden. Die Brekzienbildung kann bis zur Mylonitisierung aller Komponenten reichen. Die Brekzie setzt sich nach Osten bis unter den M. Bovaio fort. Zwar nimmt die Vermischung der verschiedenen Komponenten in der Brekzie nach Osten hin ab, jedoch kann man nicht sagen, daß bereits oberhalb von Pizzorno nur noch Grezzoni zu finden sind. Wohl sind hier überwiegend Grezzoni vorhanden, aber die schwach metamorphen, massigen Kalke sind noch häufig zu finden. Erst in den massigen Kalken hört die Brekzienbildung auf.

Die Vorkommen dieser tektonischen Brekzien stellen im Gebiet il Rondone und dem Canale d. Verghe einen Horst dar, in dessen Kern noch Quarzphyllite der Permotrias hochgepreßt wurden. Ebensolche tektonischen Brekzien, die lokal ausgebildet sind und keine Rauchwacken wie der typische Calcare cavernoso enthalten, gibt es noch oberhalb Puntato und am Osthang des M. Freddone. Hier sind auch starke Verschuppungen in nächster Nähe zu beobachten.
Diese tektonische Brekzie wurde noch zu dem Calcare cavernoso gestellt, weil sie im direkten Zusammenhang mit dem M. Bovaio steht, der noch zur Pania Einheit hinzugehört, und weil die anderen Brekzien des Calcare cavernoso auch oft tektonischer Natur sind.

4. Schwarze Kalke

Unter den eigentlichen Dolomiten vom Grezzonityp liegen noch etwa 50 m mächtige, überwiegend schwarz gefärbte Kalke. Häufig enthalten sie hellgrau gefärbte Kalksprengel oder größere helle Partien. Der Kalk kann auch dolomitisch werden.
Er weist keine besondere Bankung oder irgendwelche Mergelzwischenlagen auf, ist stark geklüftet und von muschelig-splittrigem Bruch. Er kommt nur direkt an der Foce di Mosceta vor. Im Liegenden grenzt er mit tektonischen Kontakt an den Calcare cavernoso und wird von ihm schräg zur Schichtung abgeschnitten. Er läßt sich mit dem Calcare ad Avicula contorta nur schwer vergleichen. Fehlen ihm doch sowohl die Bankung, als auch die Mergellagen, und er enthält dazu noch sehr viel Dolomit, ganz zu schweigen, daß keine Fossilien gefunden wurden.
CARALDI (1958) sah ihn trotzdem als Calcare ad Avicula contorta an und unterschied ihn überhaupt nicht von den hangenden, schon mit dem Fernglas gut zu erkennenden Dolomiten von Grezzonityp. Er irrte ebenso mit seiner Annahme, daß sich Calcare cavernoso und der schwarze Kalk faziell verzahnen, wobei der Calcare cavernoso nach E hin abnehmen, sollte.
MAXWELL (1956) hielt die schwarzen Kalke für verschuppte, gebänderte Marmore, wobei er davon ausging, daß der Calcare cavernoso an der Basis in diesem Bereich zahlreiche Fetzen solcher Marmore mitgeschleppt hat. Diese zeigen jedoch die typische

Banderung, wie sie bereits beschrieben wurde, während die schwarzen Kalke weder eine Banderung noch eine für Marmore typische Kornvergrößerung zeigen.
So bleibt nur noch die Möglichkeit übrig, daß die schwarzen Kalke hier als das normale Liegende der Grezzoni anzusehen sind.

3. Grezzoni

Sie sind etwa 500 - 600 m mächtig und bilden mit den hangenden etwa 300 - 400 m mächtigen marmorigen Kalken die Hauptmasse des Paniamassivs.
Die unteren Partien gleichen den Grezzoni des Autochthons vollkommen. Sie sind schwarz dunkelgrau oder hellgrau, nicht jedoch gelb, rosa oder sogar rot. Die Bankung ist teilweise in gleichmäßigen Abständen aber unvollkommen ausgeprägt und von der Klüftung überprägt. Sie bilden 1 m mächtige Bänke, die bis zu massigen Partien anwachsen können.
Die Lösung und Verwitterung erzeugt bei den eigentlichen Grezzoni Rillen in Rhombenmuster als Nachzeichnung des Kluftsystems. Außerdem treten Rinnen und Schratten auf. Das steile Relief schließt jegliche Bodenbildung und irgendwelchen Bewuchs aus.
Die oberen Partien zeichnen sich durch Schlieren eines außerordentlich harten und zähen gelblichen Dolomits aus, der etwas Kupferkies enthält. Diese Kupferkieskristalle sind nach Beobachtungen im Mikroskop an grobkörnigere, reine Dolomitlagen gebunden, also sedimentären Ursprungs. Der übrige Dolomit ist im Durchschnitt etwas heller gefärbt als in den unteren Partien, etwa hellgrau - dunkelgrau. Schwarze Dolomite treten kaum noch auf.
Eine exakte Grenze läßt sich zwischen beiden Stockwerken nicht angeben, da der Übergang fließend ist.
Wenn von einem Nor - Ratalter des Calcare cavernoso ausgegangen wird, so müssen diese grezzoniartigen Dolomite ebenfalls zum Nor - Rät gehören. Andererseits können sie auch nicht jünger sein, da die hangenden, massigen marmorigen Kalke den Marmoren des Autochthons, die ins Hettangien gestellt werden, entsprechen.

Im Bereich der Pania werden die Grezzoni selten zu einer tektonischen Breksie umgewandelt. Sie sind meist nur zerbrochen und lassen sich stets gut von den cavernösen Kalken, Rauchwacken und

Riffkalken des basalen Calcare cavernoso trennen. Diese basale Position des Calcare cavernoso ist für einen Teilbereich des Paniakomplexes (M. Porato) trotz tektonischer Überprägung primär stratigraphisch bedingt.
Daraus ergibt sich, daß die Bildung der Rauchwacken und Zellendolomite vor der Sedimentation der heutigen Grezzoni - Dolomite in den entsprechenden Gebieten einsetzte.

6. Massige helle Kalke

Sie sind den Marmoren zum Verwechseln ähnlich, weisen kaum eine Bankung auf; das Kluftsystem ist dagegen nicht ganz so gut ausgeprägt wie bei den Marmoren. Sie sind von weiß - grauer Farbe mit stellenweise rosa Tönung; Bänderung ist selten und dann nur unvollkommen. Im angewitterten Zustand sind sie schmutzig mausgrau, allerdings ist die Oberfläche nicht so rauh, da sie feinkörniger sind als die Marmore. Dieses feinere Korn verringert auch den Seidenglanz im frischen Bruch.
Ebenso war die Reinigung bei der Umkristallisation nicht stark genug, um die bituminösen und tonigen Bestandteile an den Korngrenzen als Graphit und Glimmerminerale anzureichern.
Die Berggipfel der Pania della Crose und des Pizzo delle Saette werden von diesen homogenen spröden Kalken gebildet. Die Mächtigkeit erreicht etwa 300 - 400 m. Der Übergang von den liegenden Grezzoni-Dolomiten zu den massigen hellen Kalken ist rein sedimentär. An einigen Stellen ist es sogar sehr gut zu beobachten.

Die Dolomite setzen plötzlich aus, statt dessen treten fein gebankte Kalke mit unterschiedlichem Dolomitgehalt in den einzelnen Lagen auf, was zu einer charakteristischen Riefung im angewitterten Zustand führt. Dazwischen liegen linsenartige Dolomitkonkretionen, die von der Verwitterung erhaben herauspräpariert werden. Dieser Übergangstyp ist bereits aus dem Autochthon bekannt. Ein der Marmorbrekzie entsprechender Übergang, etwa mit Zwischenschaltung roter Kalke wurde nicht gefunden. Nur bei Foce di Valli wurde eine Rotfärbung in den oberen Grezzoni beobachtet.

7. Die Reste der jüngeren Serien

Über den massigen, hellen Kalken liegen nur selten ein dunkler Kalk mit Kieselellagen, der dem des Autochthons entspricht. Zwischen Pania della Croce und Pania Secca am Uomo morto vermergelt dieser Calcare selcifero. R. NARDI vergleicht die dortigen Mergel mit den "marme a Posidonomya" des Doggers aus den Toskaniden II. Grüne und rote Mergel der Scaglia sind an einigen Stellen vorhanden, liegen aber stets diskordant auf.
Am Wege von Foce di Mosceta nach Colle Panetra ungefähr über C. Grottino liegen hellgrüne, feingebankte Kalke mit grünen Mergellagen, die im Hangenden rasch zunehmen. Der Aufschluß ist im Osten an einer Störung abgeschnitten und hat nur eine Höhe von 20 m. Es könnte sich um Scaglia rossa handeln, denn darüber findet man an einigen Stellen eine Grauwacke, wie sie für den Macigno typisch ist. Dann folgen sofort die massigen Kalke, die in Kontaktnähe etwas brekziös sind. Dieses Vorkommen war bisher noch nicht bekannt.

IV. Toskaniden II

1. Einleitung

Sie umranden das gesamte Gebiet der Toskaniden I. Während sie im Osten, Südosten und Süden mit ihrer Basis diskordant auf jüngeren Serien liegen, läßt sich eine derartige Aussage im W nicht treffen. Hier ruht der Calcare cavernoso und die ihn vertretenden Kalke direkt auf Phylliten der Permotrias. Teilweise kann sogar angenommen werden, daß dies karnische Sedimente sind.
Außerdem sind die Toskaniden II an der Küste entlang großer Abschiebungen in die Tiefe gesunken. Nur brekziöse, schwarze und dunkle Kalke und Dolomite, schwarze Kalke mit Mergellagen und Macigno sind hier in größerem Umfang aufgeschlossen.
Dagegen kann man im Südosten ein geschlossenes Profil vom Calcare cavernoso bis zu der Scaglia und außerhalb des Gebietes bis in den Macigno verfolgen.
Wie wir im folgenden sehen werden, weichen die Serien der Toskaniden I und Toskaniden II so wenig voneinander ab, daß man in übergeordnetem Sinne von einer toskanischen Fazies sprechen kann.

2. Calcare cavernoso

Zunächst sei auf die allgemeinen Betrachtungen über den Calcare cavernoso bei der Abhandlung der Pania - Einheit hingewiesen.
Rauchwacken und Zellendolomite sind nicht typisch für diesen Calcare cavernoso, vielmehr handelt es sich überwiegend um brekziöse Kalke, die man an einigen Stellen, so z. B. bei Castello Aghinolfi, noch nach ZACCAGNA's Dreiteilung unterteilen könnte:

1. Calcari cavernosi im engeren Sinne
2. Zona fossilifera, dunkle, gebankte Kalke mit Mergellagen, die dem Calcare ad Avicula contorta entsprechen oder sie sind, wenn Funde von Avicula contorta PORTL bekannt sind.

3. Zona dolomitica, schlecht gebankte Kalke mit Dolomiteinschlüssen

Doch meist macht es die verkarstete Oberfläche in Zusammenhang mit der brekziösen Ausbildung der Kalke unmöglich, genaue Grenzen zu ziehen.
So wird diese Dreiteilung in den Geologischen Karten im Maßstab 1 : 100 000 nur auf dem Blatt Massa durchgeführt, und nicht mehr

auf dem südlichen Anschlußblatt Pisa.

Da also regional große Änderungen im Charakter des Calcares cavernoso vorliegen, wurden einzelne Teilgebiete mit einheitlicher Tendenz der Ausbildung zusammengefaßt.

a) Das Gebiet des M. Nona

Zwischen der Foce delle Porchette und dem M. Nona herrschen Riffschuttkalke mit z. T. sehr schönen sedimentären Brekzien vor. Selbstverständlich sind die untersten 50 - 100 m vollkommen zu einer tektonischen Brekzie umgewandelt, in der die Zellenstruktur nicht auf Rauchwacken zurückgeht, die eigentlich nur an der Foce di Mosceta eine größere Bedeutung haben, sondern ihre Ursache in der geringeren Löslichkeit des Zements haben.
Die mausgrauen Kalke enthalten Schlieren schwarzen, pulverigen Dolomits. An den Steilwänden fällt die stockwerkartige, lineare Anordnung der Kavernen auf, im Italienischen "tecchie" genannt. Sie deuten auf verschiedenartige Korallenstöcke hin. Schratten und Schlotten sind besonders gut auf der verkersteten Hochfläche zwischen M. Croce, Foce delle Porchette und Foce di Petrosciana zu beobachten.

b) Der Süden

Diese Zone reicht vom M. Matanna über den M. Lieto bis Pietrasanta und erstreckt sich nach Süden bis zum T. Lucchese und Lombrici. Rauchwacken sind selten, brekziöse Kalke überwiegen. Eine Dreiteilung im Sinne ZACCAGNA'S ist unmöglich.
Zwischen M. Matanna und M. Lieto überwiegt die tektonische Brekzie aus oft sehr verschiedenfarbenen Kalken. Rauchwacken sind selten, ebenso gute Hinweise auf Riffe. Dolomite können vorkommen, ohne an bestimmte stratigraphische Horizonte gebunden zu sein. Ausnahmsweise kann man Kalkbänke auf eine Länge von mehreren Metern verfolgen. Die Kalke sind meist zu Brocken von Walnuß-Faustgröße zerbrochen.
Nur an der Basis liegt eine Mylonitzone mit karbonatischer mitunter sandiger Paste, in der Bruchstücke von Scaglia, verschiedensten Kalken und Dolomiten etwa in Haselnußgröße schwimmen. Bemerkenswert ist am äußersten Vorsprung des Procinto eine ca. 1 m mächtige Brekzie, die nur aus Scaglia besteht. Die

darüber lagernden Dolomite und Kalke sind nur zerbrochen.
In den oberen Partien treten an vereinzelten Stellen, so am Callare Matanna und bei Toggiano, gebankte schwarze Kalke auf ohne Mergelzwischenlagen. Wegen ihres geringen Vorkommens ist es schwer zu entscheiden, ob es sich um eine lokale Modifikation der schwarzen Kalke ad Avicula contorta handelt. TREVISAN's Ansicht, daß auch am M. Lieto noch diese schwarzen Kalke über dem Calcare cavernoso folgen, scheint mir nicht richtig zu sein. Ebenso ist es mir unmöglich zu sagen, ob die Schichtfolge hier im Nor und Rät noch vollständig vorhanden ist, da die liegenden Perm- oder Karnschiefer stets fehlen und durch die Überschiebung Teile der Abfolge sicher zerstört sind, also das Schema der Fazies - Verhältnisse von TREVISAN mit seinen Beispielen vom M. Lieto auf falschen Annahmen basiert.
Verfolgt man nun den Calcare cavernoso nach Süden, so ändert sich kaum dieses gleichförmige Bild tektonisch zerbrochener Kalke.
Die Oberfläche bietet wenig Aufschlüsse. Die mit Oliven bepflanzten sorgfältig gepflegten Haine zweigen nur tiefgründig verwitterte Kalke, in deren Schlotten und Karren die zusammengeschwemmte Terra rossa für die Olivenkulturen genutzt wird. Doch wurden durch neue Straßen nach Culle und Greppolongo und von Montegiori nach Montebello tiefere Anrisse geschaffen. Auch hier sind die überwiegenddunkelgrau, mausgrau und schwarz gefärbten Kalke stellenweise brekzienartig zertrümmert, oft aber nur zerbrochen und mit Kalzitadern verheilt. Sind es schwarze Kalke, deren Brüche mit gelblichen Dolomitadern verheilt sind, so stellen sie den Portore im Sinne ZACCAGNA's dar. Selten sind rotgefärbte Kalke.
Oberhalb Greppolongo existierte ein kleines Vorkommen von hellen Kalken mit Hornsteinknollen. D. ZACCAGNA nahm eine Transgression im Tithon an und ließ dementsprechend diese Kalke hier auf Rät transgredieren. Für eine solche Deutung sind keine Anhaltspunkte zu finden. Vielmehr sind die Kalke ebenso tektonisch überprägt, wie die des gewöhnlichen Calcare cavernoso und zeigen zu ihnen auch nur tektonische Kontakte. Fossilien wurden keine gefunden und so läßt sich ein Alter nicht angeben. Vielleicht handelt es sich hier bereits um die Kalke mit Kiesellagen des Sinemuriens.

Dann wäre in diesem Bereich der gesamte Calcare massiccio in einen Calcare cavernoso umgeformt.
Auch in den zahlreichen Steinbrüchen rings um den M. Preti findet man wie sonst an Straßen in Brekzien umgewandelte Kalke, die nicht unbedingt Rät sein müssen, sondern auch aus Calcare massiccio entstanden sein können.
Im Fenster von S. Anna könnte man annehmen, daß die liegenden permotriassischen Phyllite das normale liegende Karn waren und die Kontakte nur tektonisch überprägt sind. Noch weiter im Süden zwischen Fortezza di Rotaio und S. Lucia schaltet sich dagegen wieder eine Macignoschuppe zwischen Phylliten und Calcare cavernoso ein. Ebenso ist kurz vor Casoli an der Straße ein Aufschluß an einer Störungszone, in der grüne Scagliamergel in den Calcare cavernoso hochgepreßt wurden. Diese Beispiele und die Aufschlüsse von Scaglia und Macigno in den Fenstern von Grotta al Onda und bei Casoli zeigen deutlich, daß die Hauptüberschiebung an der Basis des Calcare cavernoso liegt, und direkt unter dem Calcare cavernoso liegende Phyllite und Quarzphyllite keine Beweiskraft haben für die These, es handele sich um in normaler stratigraphischer Position liegende Karnfetzen. Dadurch werden Mächtigkeitsangaben und Altersangaben wertlos. Die Mächtigkeiten sind hier im Süden, wie die Profile zeigen, gar nicht so groß wie es zunächst die Geologische Karte vermuten läßt. Sie sind maximal 200 - 300 m. Dabei kann man ausschließen, daß diese tektonisierten Kalke allein Kalke des Räts darstellen, sondern sicherlich sind auch noch massige Kalke mit in ihnen verarbeitet. Deshalb allerdings gleich in den hellen, Hornstein führenden Kalken bei Greppolungo Tithon sehen zu wollen, scheint etwas zu hoch gegriffen zu sein.

c) Der Westen

Die hier zusammengefaßte Zone reicht von Strettoia im Süden bis Carrara im Norden. Für die Aufschlußverhältnisse gilt das gleiche wie im Süden. Auch hier liegen vorwiegend auf dem Calcare cavernoso die sorgfältig kultivierten Olivenhaine.
Die ersten großen Steinbrüche befinden sich an der Via Aurelia auf halbem Wege zwischen Strettoia und Montignoso. Hier liegen ungebankte dunkelgraue bis tief schwarze dolomitische Kalke, die

keinerlei Mergellagen aufweisen. Sie werden zu Straßenschotter verarbeitet. Sie entsprechen also der "zona dolomitica" ZACCAGNA's.

Eine schöne Abfolge von der Permotrias bis in die sog. zona dolomitica liefern die Aufschlüsse längs der Straße nach Castello Aghinolfi. Über den Anageniten folgen 20 m bräunliche Sandsteine, wahrscheinlich des Karns, dann folgt ein Calcare cavernoso, der bis zu 50 m mächtig wird und sicherlich Anhydrit enthält und im Hangenden in zertrümmerte, dunkle, schlecht gebankte Kalke übergeht. In diese Kalke, wie sie sonst den normalen Calcare cavernoso darstellen, schalten sich feingebankte, dunkle bis schwarze Kalke mit Mergellagen ein, die große Ähnlichkeit mit den Calcare ad Avicula contorta besitzen. Darüber folgen dann die schlechtgebankten dunkel-hellgrauen Kalke, die unten am Canale di Montignoso sogar hellgelbe Farben annehmen.

Für das große Areal zwischen Massa und Carrara gilt das Gleiche. Die bei J. SCHMEDDING angegebenen, sehr unscharf beschriebenen und nur wenige m mächtigen Neokom - Tithon-Linsen an der Basis des Calcare cavernoso konnten hier, wo die Grenze durch Bergsturz und Hangschutt meist nicht aufgeschlossen ist, nicht gefunden werden.

Der Calcare cavernoso ist hier an der Basis wieder der übliche stark tektonisierte Kalk ohne besonders typische Rauchwacken und Zellendolomite, dazu stark verkarstet, wie die Dolinenlandschaft bei Bergiola Foscalina es zeigt.

Dann folgt wieder jener Horizont mit Avicula contorta PORTL. An der Straße zwischen Massa und Carrara bei dem Zementsteinbruch überwiegen sogar die Mergel. Sie gehen nach Codena im Norden hin in schwarze Kalke vom Typ Portoro über, eine oft beschriebene Verzahnung. Darüber folgen dann die schlechtgebankten mitunter hellgrauen Kalke mit roten und gelben Einschaltungen.

Ob diese nun ausschließlich bei der Überschiebung des Calcare cavernoso zerbrochen wurden, oder nicht wesentlich stärker bei den posttektonischen Abschiebungen, läßt sich nicht feststellen. Sicher liegen hier in der gesamten Westzone starke Abschiebungen am Rand der Apuaner Alpen vor, denn außer den Scagliavorkommen bei Mirteto und la Foce und der dort beobachteten als Rät - Scaglia - Übergangszone auskartierten Störungszonen, grenzt

der oligozäne Macigno gegen das Rät.
Für die fraglichen Tithonvorkommen bei Mirteto gilt das gleiche wie für jenes bei Greppolongo im Süden, denn auch hier sind Fossilien, die eine solche Altersangabe stützen könnten, nicht bekannt.

3. Massige Kalke (Calcare massiccio)

Sie bilden die höchsten Erhebungen des Südostens, den M. Nona und M. Matanna und ziehen sich bis zum M. Curlaglia flach SE einfallend hin. Diese schlechtgebankten Kalke sind mit ihrer mittel - dunkelgrauen Farbe und ihrem spröden Bruch wenig charakteristisch. Die Bänke sind recht gleichförmig etwa 50 cm - 1 m mächtig. Mergelige Zwischenlagen fehlen. Die verwitterte Oberfläche ist runzelig, Schratten und Schlotten kleineren Ausmaßes sind häufig. Der Übergang vom Calcare cavernoso zum Calcare massiccio ist fließend. Am Calcare Matanna liegen an der Grenze schwarze Kalke mit Mergellagen. Bei Toggiano wurde die Basis der massigen Kalke an das unterste Auftreten gut gebankter Kalke gelegt und im Süden am M. Curlaglia wurden die höchsten Vorkommen von Rauchwacken noch zum Calcare cavernoso gerechnet. Das Alter der massigen Kalke wird auf Grund einer guten datierbaren Fauna in der Panie di Corfino (siehe A. AZZAROLI 1955), worunter sich allerdings ein angeblicher Arietites bucklandi SOW befindet, mit Hettangien angegeben. Ähnliche Funde, deren Auswertung zu derselben Zeitangabe führte, stammen aus den Pisaner Bergen, enthalten allerdings keine Leitfossilien im strengen Sinne und wurden bereits im vorigen Jahrhundert gefunden. Aus dem Gebiet der Matanna sind bisher keine Fossilfunde bekannt. Die Mächtigkeit der Kalke beträgt etwa 300 m.

4. Ammonitico rosso

Zinnoberrote bis orangerote, knollige Kalke liegen in rinnenartigen, schichtparallelen Vertiefungen in den obersten 100 m der massigen Kalke. Diese Rinnen können die Schichten der grauen Kalke auch durchsetzen und sich vereinigen. Sie reichen bis in die Kalke mit Kiesellagen hinein.

Die Rinnen können bis 100 m breit 20 m tief und km - lang werden. Die roten Kalke sind dicht, stets knollig, wobei der Zement meist etwas heller oder dunkler als die Kalkknollen gefärbt ist. Die Kalkknollen reichen in ihrer Größe von wenigen cm bis ca. 20 cm. Die Kalke zeigen keine Schichtung.
An Fossilien wurden nur im Dünnschliff Schalenbruchstücke, Seeigelstacheln und Reste kleiner, juveniler Ammoniten gefunden. Diese roten Kalke sind lithologisch gesehen voll identisch mit jenen roten Kalken ad Arietites, die zwischen dem Calcare selcifero eingeschaltet sind. Jene Kalke gehören zum Ammonitico rosso des Sinemuriens.

Das Ammonitico rosso erreicht in den Apuaner Alpen nur wenige Meter Mächtigkeit, ist jedoch in der übrigen Toskana und vor allem in Umbrien weitaus mächtiger entwickelt und dementsprechend gut durch Fossilien belegt.
K. GÜNTHER hat bei Sasso rosso in der Garfagnana einen Metophioceras, ein Zonenleitfossil für den Lias a 3 gefunden. Damit ist die Altersangabe mit Sinemurien weiter gesichert. Beachtenswert ist nun, daß in den Gebieten am M. Matanna, M. Prana das Ammonitico rosso bereits im massigen Kalk oder an der Grenze zum Calcare selcifero auftritt, nie aber in ihn hineingeht. Weiter nach Norden im Turrite Gallicano liegt es nur noch an der Grenze der massigen Kalke zu Kalken mit Kieselagen. Und nördlich davon im Turrite Secca liegt das Ammonitico rosso bereits im Calcare selcifero. Aus der Pania di Corfino und dem Sorragio Tal beschreibt K. GÜNTHER, daß das Ammonitico rosso im Süden bereits an der Basis des Calcare selcifero liegen kann, während es im Norden nur im Calcare selcifero eingeschaltet ist. Aus diesen Angaben kann man ersehen, daß eine Fazieswanderung von Süden nach Norden vorgelegen haben muß.

5. Kalke mit Kieselagen (Calcare selcifero)

Sie lagern ohne Diskordanz oder Brekzienbildung auf den massigen Kalken und auf dem Ammonitico rosso und sind mittel - dunkelgrau, weisen in cm - Abständen schichtparallel Kieselknoten und -lagen auf, die etwas boudiniert sein können oder regellos ausdünnen. Manchmal sind diese Lagen leicht gewellt oder verdrückt oder auch verfaltet (submarine Gleithorizonte).

Ihre Farbe ist weiß gelblich, durch ihre Härte wittern sie heraus und zeigen oft noch eine feine Striemung. Sie sind im Ganzen gesehen ohne weiteres mit den Kalken mit Kiesellagen der Corchia - Einheit sowohl stratigraphisch und auch lithologisch zu vergleichen.
Nach Süden hin bei Lecceto keilt der Calcare selcifero aus und bei Borella liegen auf Ammonitico rosso direkt braune und schwarze Mergel mit dünnen Kalkbänken.
In diesem Bereich folgen über den Mergeln, die in helle Kalke übergehen, am Fuße des M. Prana wieder Kalke mit Kiesellagen in einem wesentlich höheren Niveau. Ebenso vermergelt dieser Calcare selcifero am M. Croce nach etwa 20 bis 70 m, also verschieden schnell. Über diesen Mergeln liegt etwas Radiolarit und dann folgen mächtige kieselige Kalke der Maiolica. Auf dem Wege von Grotta al Onda nach Foce di Termine kann man wieder eine etwas andere Abfolge beobachten.
Die massigen Kalke gehen hier direkt in schwarze Kalke mit etwa 5 cm dicken Kiesellagen und -linsen über. Der Ammonitico rosso fehlt an dieser Stelle auf eine Erstreckung von etwa 200 m. Dieser normale Calcare selcifero geht nach 100 m Wegstrecke langsam in dünner gebankte schwarze Kalke über. Auf den weiteren 50 m weisen diese schwarzen Kalke dann nur noch selten, dünne, bis in den mm-Bereich gehende Kieselzwischenlagen auf. Dann folgen auf 100 m Wegstrecke schwarze, dicker gebankte Kalke, die fast in schwarze Mergel übergehen und von hellen dicker gebankten Kalken mit grünen Mergellagen bedeckt sind. Der Calcare selcifero fällt hier sehr steil ein und erreicht etwa eine Mächtigkeit von 220 m.
Aus diesen 3 Beispielen kann man ersehen, daß der Calcare selcifero hier im Südosten im Gegensatz zu dem der Toskaniden I sehr verschiedenartig ausgebildet ist. Eine generelle Aussage läßt jedoch dieser nur randlich noch erfaßte Bereich nicht zu.
Das Alter des Calcare selcifero wird im allgemeinen mit Sinemurien bis Bajocien angegeben.

6. Schiefertone und Mergel

Wie bereits erwähnt vermergelt der Calcare selcifero im Hangenden unterschiedlich schnell. Diese braunen - ockerfarbenen Mergel können auch in schwarze Schiefertone übergehen, wie bei Lecceto.

Ob sie zu jenen Doggermergeln mit Posidonomya gehören, kann man hier nicht entscheiden, denn diese Kalkbänke mit Bruchstücken von Muschelschalen sind selten. Die rasche Vermergelung des Calcare selcifero, bzw. der direkte Kontakt bei Borella mit Ammonitico rosso lassen die Annahme zu, daß die Mergel und Schiefertone den Calcare selcifero teilweise ersetzen können.

7. Helle Kalke mit Mergellagen

Sie kommen nur in der Umgebung des M. Prana vor. Mir ist nicht bekannt, daß die dortigen Vorkommen bereits eine besondere Erwähnung gefunden hätten.
Sie liegen zwischen den Mergeln und Schiefertonen und dem höheren Calcare selcifero des M. Prana. Es sind hellgraue Kalke, die gelblich verwittern, und meist gut und regelmäßig in Abständen von 5 - 15 mm gebankt sind. Zwischen den Bänken liegen grüne Mergellagen. Auf den Schichtoberflächen sind Chloritüberzüge typisch. Die Mergel an der Basis und der Calcare selcifero im Hangenden sind deutlich abgesetzt aber stehen in normalem Kontakt mit ihnen.

8. Scaglia rossa

Sie kommt in dem kartierten Gebiet in den Toskaniden II praktisch nicht vor. Nur zwischen Massa und Carrara ist sie bei la Foce und Mirteto vorhanden. Es sind die typischen roten Kalkmergel, wie sie sonst in der Scaglia anstehen. Etwas grüne Kalkmergel wurden bei la Foce gefunden. Die Scaglia ist offensichtlich an der großen Abschiebung, die den Canale della Foce entlangläuft, noch hängen geblieben.

9. Macigno

Er wurde nur noch westlich des Canale della Foce von dem Kartierungsgebiet erfaßt und weist keine Unterschiede zu dieser sonst in der Toskana weit verbreiteten Flyschgrauwacke auf. Ihn hier eingehender zu beschreiben, verbietet sich, denn in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet konnte den bereits hinreichend bekannten Merkmalen keine weiteren hinzugefügt werden. Die Basis ist nicht erschlossen an der großen Abschiebung zwischen Massa und Carrara, denn die Scaglia ist hier nur in Fetzen noch hängengeblieben.

Im Westen ist er nach Mitteilung von H. IBBEKEN von Buntschieferserie und dem Oberkreidealberese des Ligurikums überfahren. Sein Hangendes, die Mergel von Ponteccio, sind weder hier anzutreffen, noch im Süden außerhalb des Gebietes in den Hügeln südlich Camaiore. Erst noch weiter im Süden an der Straße zum M. Meto liegen über normalen Macigno Kalk - Ton Serie und Oberkreidealberese.
Die Mergel von Ponteccio sind nach Mitteilung von K. GÜNTHER und K. J. REUTTER jedoch häufig im Osten der Apuaner Alpen anzutreffen.
Proben haben in der Gegend von Castelnuovo di Garfagnana nach REUTTER Miozän für diese Hangendmergel erbracht. Der Beginn der Flyschsedimentation, der vielleicht in den Toskaniden I der Apuaner Alpen bereits im Eozän begann, liegt hier sicher erst im Oligozän wie die Rovaggiomergel nach KRAMPE beweisen.
Die gleichen oligozänen Lepidocylinenbrekzien fand GÜNTHER (1966) in den Rovaggiomergel und in den unteren Straten des Macignos nordöstlich der Pania di Corfino und C. I. MIGLIORINI (1945) bei Barga im Serchio-Tal.

V. Quartäre Bildungen

Die rezente Erosion ließ in den Apuaner Alpen selbst nur unbedeutende Ablagerungen des Quartärs zu. Als Reste einer pleistozänen Vereisung ist im Canale delle Gobbie am Abzweig nach Arni eine Moräne in einem Aufschluß von 50 m Länge und 10 m Höhe gut zu studieren. In Tonen, Sanden und Schottern liegen Kubikmetergroße Blöcke, vorwiegend aus Marmor, Grezzoni und Calcare selcifero. Ein Rest der gleichen Moräne ist am gegenüberliegenden Hang bei den Case la Rocchetta noch vorhanden. Findlinge und erratische Blöcke von Grezzoni und Marmor sind auf den Wiesen bei Puntato verstreut. Im Fosso di Fatonero sind am Südhang des M. Sumbra Gletscherlöcher erhalten.
Ähnliche Vorkommen, wie in der Iberger Tropfsteinhöhle im Harz, werden als vom Gletschereis ausgeschliffene Karsthohlräume gedeutet. Das Erscheinungsbild ist das gleiche. Kreisrunde Löcher zeigen am Rand spiralige Schliffspuren und gehen senkrecht in die Tiefe. Die Gletscherlöcher im Fosso di Fantonero sind abgedichtet und mit Wasser gefüllt. Das Tal des Turrite Secca zeigt

noch heute zwischen Tre Fiume und Cammpeccio eine leichte U-Form in den Hängen von Gerbassoio und Fatonero.
Solche glazialen Erscheinungsformen und Reste von Moränen sind nur noch im Ostteil der Apuaner Alpen erhalten, der wie bereits bei der Morphologie betont wurde, aus verschiedenen Gründen eine geringere Erosion zeigt. Im Westteil sind als Bildungen des Quartärs an 1. Stelle die rezenten Schutthalden und Schuttfächer der Marmorbänke zu nennen. Sie bedecken bereits im Norden im Fosso di Carrione, am M. Carchio und am M. Costa ganze Berghänge.

So haben die Marmorbrüche von Fraciscritti bei Carrara geradezu eine künstliche "Badland" - Landschaft geschaffen. Sofern die Flüsse und Bäche nicht verbaut sind, befördern sie die Schuttmassen sehr rasch ins Meer.
Normaler Hangschutt ist verhältnismäßig gering verbreitet. Als größtes Vorkommen ist hier der Südwesthang der Pania della Croce zu nennen.
Einer etwas längeren Beschreibung sind noch einige Bergstürze wert. Die beiden größten liegen am Osthang des Fiome Serra unterhalb von la Capella und Giustagnana.
Sie ereigneten sich in praehistorischen Zeiten. Eine Vorstellung von diesen Katastrophen vermitteln die Aufschlüsse an der Straße Seravezza - Azzano und die Marmorbrüche von la Capella. Blöcke bis zu Hausgröße liegen in einer brekzienartigen Schuttmasse, die jegliche Klassierung oder die Ausbildung von Zonen unterschiedlicher Zertrümmerung vermissen läßt. Hohlräume innerhalb der Blockmassen sind mit Lockersedimenten oft nur teilweise wieder ausgefüllt.
Die Bergstürze können nur aus der südlichen Fortsetzung der verschuppten Marmor-Grezzoni-Mulden zwischen Cervaiole und dem M. Cavallo stammen, also aus Marmoren, die vermutlich einst über dem M. Cavallo lagen, aber heute vollständig der Erosion zum Opfer gefallen sind. Die basalen Abscherungshorizonte der Teilmulden in den Profilen 11 und 12 zeigen, daß gute Gleitflächen für die Entwicklung solcher Bergstürze vorlagen. Eine Herkunft der Bergstürze aus den Muldenzonen am Westhang des F. Serra ist unwahrscheinlich, denn diese liegen oder lagen nie hoch genug, daß die Bergstürze am gegenüberliegenden Hang so hoch hinauf gleiten konnten.

Ferner haben die Kalkkonglomerate am Süd - Westhang des M. Brugiana ähnliche Bergstürze gebildet oder sind in jüngster Zeit als überhängende Felspartien abgebrochen und den Nordosthang hinuntergestürzt und liegen nun bei Combratta verstreut als große Blöcke, welche nicht den engen Zusammenhang haben, den die nach Südwesten abgeglittenen Bergstürze hier wie auch im Serratal zeigen.

Hangschuttbrekzien sind auf die Umgebung der Costa Pulita südlich der Pania della Croce beschränkt. Die beiden Vorkommen am Westhang zeigen einen jahreszeitlichen Schüttungswechsel, fallen um ca. 20^{o} flacher ein als die heutigen Hänge und haben eine Mächtigkeit von 20 - 50 m. Sie verfallen heute wieder der Erosion, die besonders die südliche Platte, heutiges Einfallen ca. 45^{o}, erhaben herauspräpariert hat. Diejenige Hangschuttbrekzie am Osthang der Costa Pulita ist nicht so gut aufgeschlossen.
Die Karsterscheinungen nebst den dazugehörigen Dolinen wurden bereits in der Morphologie beschrieben.
Die Küstenplattform besteht einesteils aus rezenten marinen Sandanschwemmungen, wobei neueste Umlagerungen durch Meeresströmungen den Sand bei Marina di Massa und Marimella wegschwemmen und zwischen Ronci, Forte dei Marmi und Marina di Pietrasante anschwemmen. Der andere Teil wird von fluviatilen Schottern und Sanden, die von Flüssen aus den nahen Bergen herangebracht werden, bedeckt. Dabei wurden und werden auch heute noch trotz vieler Wildwasserverbauungen die Sedimente größtenteils bei heftigen Gewitterregen als Schlammströme eingespült, so daß unklassierte und schlechtsortierte Kiese überwiegen. Zwischen den fluviatilen Anschwemmungen und der Zone der marinen Sande kommt es zurBildung der Maremmen, Sümpfen und versumpften Seen, in denen z. T. Torfe gebildet wurden. Im Arbeitsgebiet sind die Maremmen heute trockengelegt, jedoch bei Torre di Lago sind noch ausgedehnte Landstriche von solchen Sümpfen bedeckt. Nennenswerte Seetone, die für Ziegeleien eine Rohstoffbasis bilden könnten, sind nur im Fosso di S. Lorenzo gebildet worden im Einflußbereich der aus Calcare cavernoso bestehenden Hügel M. Preti und Fortezza di Rotaio mit ihren lateritischen Verwitterungsböden.

Die gesamten quartären Bildungen unterlagen bisher als Neoautochthon keinen tektonischen Einflüssen.

VI. Lithostratigraphischer Vergleich der Toskaniden I, der Pania - Einheit und der Toskaniden II

Ein Vergleich wird durch die Erosion und durch die Tektonik behindert, erscheint aber dennoch sinnvoll für einen Teilbereich der stratigraphischen Abfolge. Zwar wird eine regionale Gegenüberstellung der jüngeren Serien, der Sceglia und des Macigno unmöglich, weil im W bereits infolge der Erosion nur noch Schichten des Lias als jüngste Sedimente vorhanden sind. Zusätzlich sind hier im W in den Toskaniden II, bedingt durch starke Abschiebungen, nur Macigno und Kalke des Nors und Räts anzutreffen. Dieser tektonische Faktor schränkt auch einen Vergleich zwischen den pränorischen Sedimenten ein, da sie in den Toskaniden II nicht existieren. Für den Calcare cavernoso muß man nochmals betonen, daß es nicht sicher ist, ob noch stets seine Basis erhalten ist. Trotz der Behinderung durch die Erosion und die Tektonik soll der Vergleich für die Schichten des Nor - Lias in allen Faziesbereichen durchgeführt werden. Die regional unterschiedliche Ausbildung der Schichtfolge des Anis-Ladin in den Toskaniden I soll ebenfalls erläutert werden.

Die Sedimente des Anis - Ladin die gebänderten diplorenführenden Marmore kann man bei Punta bianca in den Toskaniden II gerade noch als tiefstes sehen, am M. Brugiana weiter im Osten sind sogar die Liegenden Graphit- und Tonschiefer noch erhalten, aus denen diese gebänderten Marmore durch Wechsellagerung hervorgehen. Ferner treten vorwiegend an der Basis oder in ihrer Nähe Dolomite auf. Verfolgt man diese Bildungen des Anis - Ladin weiter nach S und E, so findet man die hellen Marmore, meist in der sogenannten "cipollinoartigen" Ausbildung mit ständig abnehmender Mächtigkeit im S bis Strettoia und im SE bis Foce di Mosceta. Die unteren Schichten des Anis - Ladin, die graphitischen Serizit - Marmore und die schwarzen Dolomite, treten zwischen Massa und Colle di Tecchione merkwürdigerweise nicht auf.
Dagegen sind sie als einzige Reste des Anis - Ladin im zentralen Teil der Apuaner Alpen bis nach Puntato und Foce di Mosceta, aber nur lokal, vorhanden. Diese geringe Verbreitung ist auf die Schwellentendenz des Kerns der Apuaner Alpen während der karnischen Stufe zurückzuführen.

Dementsprechend stammen aus dem Karn in den zentralen Apuaner Alpen nur ein geringmächtiger Aufarbeitungshorizont mit Quarziten und Glimmerquarziten, während bei Massa z. B. bereits über den Kalkkonglomeraten und vereinzelten Quarzkonglomeraten bereits Quarzite und Phyllite des Karns auftreten. Die Quarzkonglomerate erreichen dagegen ihre größte Mächtigkeit und desgleichen auch die Kalkkonglomerate am M. Brugiana. An der Punta Bianca hinwiederum sind die Quarzkonglomerate aufgespalten in mehrere Horizonte als Einschaltungen in den Phylliten und Quarziten. Hier im äußeren Westen wird das Karn am mächtigsten, etwa 200 m, während es z. B. bei Castello Aghinolfi nur wenige Meter sind.
Im Ostteil und Südteil des Arbeitsgebietes sind die Serien nicht aufgeschlossen.
Im Nor - Rät setzt sich nun wieder der marine Einfluß durch. In den Toskaniden I und in der Pania Einheit werden die Dolomite vom Grezzonityp gebildet. Sie erreichen mit ca. 50 m am M. Altissimo beachtliche Mächtigkeiten, die jedoch noch übertroffen werden von den 600 m mächtigen Grezzoni der Pania. Jedoch können starke Mächtigkeitsschwankungen angenommen werden, wie die Vorkommen bei Orzale - Pruno - Volegno es beweisen.
Dagegen herrscht eine verstärkte evaporitische Fazies zunächst in den Toskaniden II. Rauchwacken und Zellendolomite deuten darauf hin, Gips und Anhydrit wurden dagegen nicht gefunden. Diese Rauchwacken liegen auch an der Basis der Pania - Einheit, obwohl man hier nicht stets eine tektonische Position anschließen kann. Somit stellt die Pania für das Nor - Rät die einzige im Arbeitsgebiet gelegene Übergangsfazies zwischen dem Grezzonityp der Toskaniden I und dem Calcare cavernosotyp der Toskaniden II dar.

Richtiger wäre es zu sagen: Die Pania Einheit ist ein Übergang zwischen einer reinen Dolomitfazies und einer Fazies die von der evaporitischen bis zur kalkig-mergeligen Fazies reicht.
Dieser Calcare cavernoso der Toskaniden II enthält die Rauchwacken vorwiegend an der Basis und nur selten, wie zwischen Grotta al Onda und M. Prana, können sie in den höchsten Partien noch angetroffen werden. Sofern er nicht aus Riffschuttkalken besteht wie an der Foce delle Porchette, kann man oft folgendes beobachten. Über Rauchwacken und Zellendolomiten folgen ungebankte dunkle Kalke, die in schwarze Kalke mit Mergellagen (calcare

ad Avicula contorta) übergehen. Der calcare ad Avicula contorta ist also das fossilbelegte Rät, und bildet oft das Liegende der massigen Kalke, wenn er sich nicht mit schwarzen Kalken und Dolomiten vom Portorotyp verzahnt oder in sie übergeht.
Die massigen Kalke der Toskaniden II kann man nur mit entsprechenden schwach metamorphen Kalken der Pania Einheit und mit den Marmoren vom Typ Carrara in den Toskaniden I vergleichen. In der Ausbildung bestehen keine Unterschiede, nur werden die Kalke der Marmore wesentlich reiner gewesen sein als die massigen Kalke der Toskaniden II. Die Mächtigkeiten können überall den gleichen Schwankungen unterlegen haben, wenn auch wieder die Pania mit 400 m ein absolutes Maximum liefert. Unterschiede bestehen jedoch an der Basis und im Hangenden der Sedimente des Hettangien. Denn die Pania - Einheit und weite Teile der Toskaniden I zeigen einen normalen Übergang von den Dolomiten in den Marmor bzw. in die schwach metamorphen Kalke der Pania unter Zwischenschaltung einer Wechsellagerung von Dolomit-Kalk bzw. Dolomit-Marmor. Andererseits deutet in den Toskaniden I eine Marmorbrekzie an der Basis der Marmore auf die Existenz primärer, roter Kalkbänke und Tonmergel in den unteren Straten hin. Der Grenzbereich ist also stets deutlich zu erkennen. Dagegen ist die Grenzziehung in den Toskaniden II zwischen den massigen Kalken des Hettangiens und den Kalken des Räts oft schwierig, denn ein Grenzdolomit, wie ihn K. GUNTHER beschreibt, läßt sich nicht nachweisen. Eindeutig ist die Grenzziehung nur dort woe die Rätmergelkalke mit Avicula contorta PORTL auftreten.

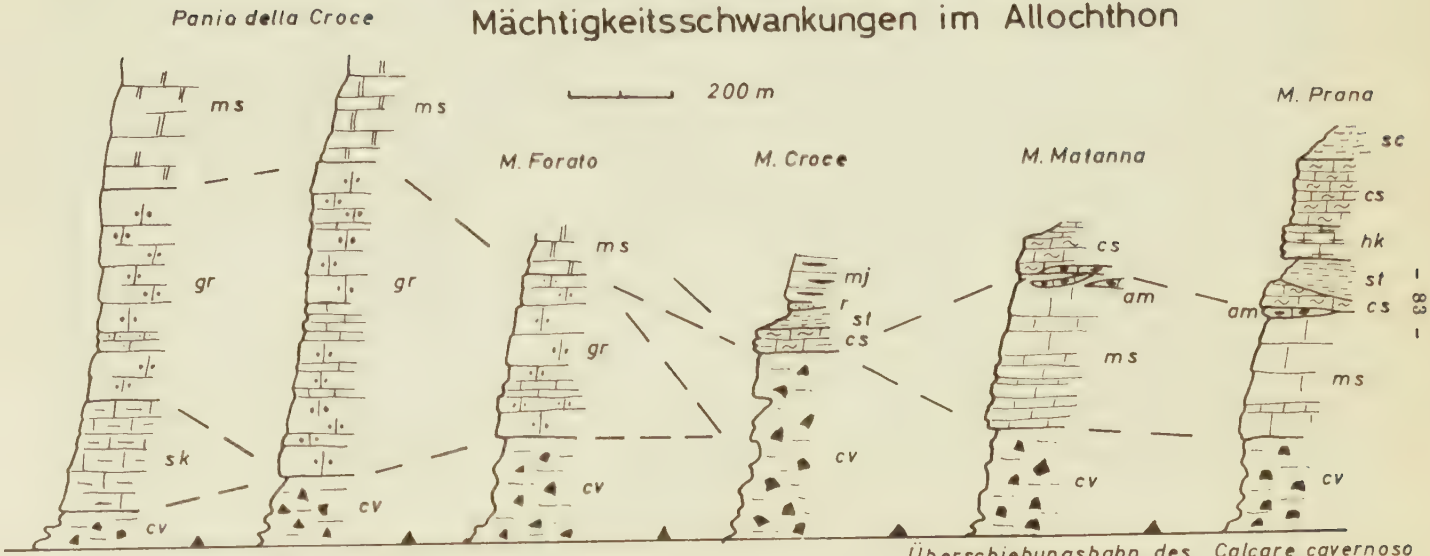
Im Hangenden gehen die Marmore und die schwach metamorphen massigen Kalke direkt in den Calcare selcifero über, während in die massigen Kalke oder an der Hangendgrenze noch das Ammonitico rosso eingeschaltet ist. Der Calcare selcifero hat in allen drei Einheiten dieselbe Ausbildung, wenn er auch in den Toskaniden II sehr schnell vermergeln kann. Jedoch lassen sich solche Beweise für eine Vermergelung in den Toskaniden I schlecht durchführen, da über dem Calcare selcifero nicht häufig genug die hangenden Serien ohne tektonische Kontakte zu finden sind, um auszuschließen, ob vermergelte höhere Anteile nicht tektonisch eliminiert wurden.

Das gleiche gilt für den Calcare selcifero der Pania-Einheit. Auch hier ist die geringe Verbreitung oft mit tektonischen Phänomenen verknüpft, so daß sichere Aussagen unmöglich sind.

Das Problem der Alterseinstufung der Serizit-Chlorit-Marmore und zusammen damit der Vergleich mit entsprechenden nicht metamorphen Gesteinen wurde bereits bei der Beschreibung der einzelnen Schichten eingehend behandelt. Man kann ihn als Produkt kieseliger Kalke des Malms oder der Scaglia inferiore auffassen.
Scaglia und Macigno sind in den Toskaniden I so verschuppt und in der Pania - Einheit so selten vorhanden, daß man keinen näheren Vergleich der Mächtigkeit der Ausbildung und Sedimentationsbedingungen durchführen kann.
Der Pseudomacigno scheint jedoch reicher an Leminiten zwischen den einzelnen Turbiditlagen zu sein als der normale unmetamorphe Macigno.
Bei diesem Vergleich der verschiedenen Einheiten tritt deutlich hervor, daß die Pania-Einheit in der Mächtigkeit einerseits und andererseits in ihrer geringen Zahl der Schichtglieder eine Ausnahme bildet.
Wären nicht die Rauchwacken und Zellendolomite des Calcare cavernoso und die darüberliegenden schwarzen Kalke, so wären keine Unterschiede zu den Toskaniden I vorhanden. Sie steht also lithostratigraphisch gesehen jenen näher als den Toskaniden II.

Bei den Toskaniden I im Vergleich zu den Toskaniden I^1 fällt der Unterschied zwischen den Dolomiten des Nor-Rät in den Toskaniden I und der evaporitischen bis kalkigen Ausbildung der Sedimente der Toskaniden II von Nor - Rät sofort auf. Ferner fehlen dem Ammonitico rosso entsprechende Marmore in den Toskaniden I.
Ähnlich sind sich die Marmore und massigen Kalke des Hettangiens und vollkommen gleich der Calcare selcifero in beiden Einheiten, wenn auch die Vermergelung in den Toskaniden II zu beachten ist.
Wie die Vorkommen im W der Apuaner Alpen zeigen, liegt während des Anis - Ladin und Karns kein Hiatus zwischen den Toskaniden I und II, nur wird in den Toskaniden II bereits im Karn ein langsamer Übergang von einer Schwellenfazies in eine Beckenrandfazies vollzogen, während in den Toskaniden I zu dieser Zeit eine Schwellenzone vorlag.

Säulenprofile zur Veranschaulichung der Mächtigkeitsschwankungen im Allochthon



cv Calcare cavernoso sk Schwarze Kalke gr Grezzoni ms Massige Kalke cs Kalke mit Kieselagen

st Mergel u. Schiefertone r Radiolarit mj Majolika am Ammonitico rosso hk Helle Kalke mit Mergellagen

sc Saglia rossa

VII. Faziesausbildung in der toskanischen Abfolge

Während bisher bei dem Vergleich mehr die Unterschiede zwischen den drei Einheiten betont wurden, werden in diesem Kapitel die gemeinsamen Züge hervorgehoben.

Die tiefsten aufgeschlossenen Serien bilden Quarzphyllite und Phyllite mit Einschaltungen von Quarziten, wie sie typisch sind für Ablagerungen im epikontinentalen Raum bzw. flachen Schelfbereich. Ein genaues Alter kann man nicht angeben. Sicherlich sind sie älter als Ladin. Quarzporphyre weisen auf entsprechende saure Vulkanite des Perm in den Südalpen hin, wie zum Beispiel auf den Bozener Quarzporphyr.

Es ist durchaus nicht bewiesen, daß während des höheren Perms in den Apuaner Alpen eine Sedimentationslücke vorhanden ist, wie TREVISAN (1955) dies in den Pisaner Bergen vermutet.

Diese flache Schelffazies wird während des Anis - Ladin zu einer Schwellenfazies mit diploporenführenden reinen Kalken und bituminösen Kalken mit Dolomiten über einem Horizont bituminöser Tone. Dann folgt eine weitere Heraushebung während des Karns im Zentrum der Apuaner Alpen zu einer kleinen Schwelle, die der Erosion unterworfen ist. Der Westteil sinkt dagegen wieder ab und wird von Konglomeraten, Sandsteinen und Tonen gefüllt. Die Sedimentation war sicher eine zeitlang terrestisch, wie Tetrapodenfährten in den Pisaner Bergen beweisen. Hinzu kommt ein basischer Vulkanismus mit Tuffen, der bis in höhere Straten anhielt.

Mit dem Nor setzt wieder die marine Fazies ein. Erfolgt die Absenkung langsam, so bildet sich ein salinares Stadium mit Anhydrit und Gips und dann ein kalkig, leicht dolomitisches Stadium, und zum Schluß kann die Abfolge wieder vermergeln und bituminös werden. Erfolgt die Absenkung rasch (synsedimentäre Brekzien), so wird das Salinarstadium übersprungen und es lagern sich reine Dolomite in großen Mächtigkeiten ab wie in den Toskaniden I. In den Toskaniden II verhält es sich wohl so, daß das Salinarstadium sich nicht erst am Ende des Räts ausweitet wie TREVISAN annimmt, sondern sein 1. Maximum bereits im Nor erreicht und am Ende des Räts bereits sein zweites Maximum, also wieder eine Hebung einsetzt, die ausreichte, daß es in Teilgebieten zur Rauchwackenbildung kam.

Dann stellten sich im Hettangien allmählich überall gleichartige Bedingungen ein, die zur Bildung mächtiger massiger neritischer

Kalke führten, die mehr oder minder frei von Verunreinigungen waren. Im Sinemurien, z. T. vielleicht auch schon früher, wie am M. Matanna, entstehen die roten Knollenkalke des Ammonitico rosso, die aber nicht überall verbreitet sind und deren Sedimentationsmilieu noch nicht vollständig geklärt ist. Dann setzt wieder die neritische Fazies mit dunklen Kalken, die verschieden schnell vermergeln. Kieselsäure wird gleichfalls ausgeschieden, die in den Kalken in Lagen und Knollen angereichert ist.
Wie der Verlauf der Sedimentationsverhältnisse während des oberen Juras und der Kreide war, darüber läßt dieses Gebiet keine Aussage zu. Dennoch sei kurz erwähnt, daß während des Doggers weitgehend eine Mergelbildung eintritt. Während des Malms wiederholen sich offensichtlich die Vorgänge des Sinemuriens. Die nur schwach kieseligen neritischen Kalke der Maiolica herrschen bis ins Neokom vor, doch wurden während des Malms örtlich auch mächtige Radiolarite gebildet. Die Tendenz zur Bildung kieseliger Kalke wird bis in die Oberkreide hinein beibehalten, so daß die Kalke der Maiolica schwer von solchen der unteren Scaglia zu unterscheiden sind. Eine kleine Cenomanunruhe kann an manchen Stellen beobachtet werden. Erst in der oberen Scaglia rossa verstärkt sich die Absenkung so, daß geosynklinale Verhältnisse mit dem Beginn der Flyschsedimentation des Macignos vorlagen. Diese werden dann in den Apuaner Alpen mit dem Beginn der Orogenese abrupt abgebrochen.
Dieser kleine Überblick zeigt, daß bis zum Ende des Karns das Gebiet zwischen einer Flachschelfzone und einer limmisch - fluviatil - terrestrischen Zone mit überwiegend psammitisch - pelitischer Sedimentation pendelt, während des Nors und Räts langsam und oszillierend in den neritischen Faziesbereich abgeleitet, der dann bis zur Ausbildung der Leptogeosynklinale im Eozän beibehalten wird, wenn auch Sedimentationslücken im Dogger und in der Oberkreide auftreten und zusätzlich eine cenomane Bewegung an verschiedenen Stellen zur Bildung von Brekzien führt.

VIII. Korrelationen mit den Nachbargebieten

Die Toskaniden I lassen sich in den Horizonten der Grezzoni, der Marmore des Hettangiens und in der Zone des Calcare selcifero gut in den nördlichen Apuaner Alpen verfolgen, so im Gebiet zwischen Equi Terme und Gorfigliano, das von W.D. HARTUNG (1966) kartiert wurde und in den Bergen nordöstlich von Carrara, das VALDUGA (1958) kartierte. Die Ablagerungen des höheren Juras und der Kreide sind im Gebiet von W. D. HARTUNG wesentlich vollständiger vorhanden und eine Korrelation ist schwierig bzw. unmöglich.
In den Toskaniden II lassen sich ebenfalls die massigen Kalke und der Calcare selcifero und vor allem der Ammonitico rosso mit seiner Fazieswanderung gut verfolgen. Aber bereits der Calcare selcifero kann in einen oberen und unteren unterteilt werden und die Doggermergel mit Posidonomya können fehlen. Desgleichen muß man in den Toskaniden II ebenso wie in den Toskaniden I Vorsicht walten lassen bei rein lithologischen Vergleichen, wie Verwechslungen von Maiolica und Scaglia inferiore (siehe K. GÜNTHER 1966) gezeigt haben.
Die Korrelation des Calcare cavernoso in den Nachbargebieten ist unter diesem unscharfen Oberbegriff nicht möglich.

Wohl sind häufig die Rauchwacken von Kalken mit Mergellagen des Räts klar zu trennen, dennoch ist der Restbestand des Calcare cavernoso häufig tektonischer Natur. Ferner hat K. GÜNTHER Sand - Kalke des Räts bei Minucciano vorgefunden, die hier wohl den "calcare ad avicula contorta" vertreten. Ebenso ist ein Grenzdolomit zwischen Calcare cavernoso und den massigen Kalken wohl nur ein lokales Phänomen in der Garfagnana - Lunigiana. Eine echte Korrelation auf Grund paläontologischer Befunde ist also selten gegeben. Man kann nur die Faziesausbildung miteinander korrelieren, und muß dabei die Schwankungen der Fazies berücksichtigen.

IX. Zusammenfassung des stratigraphischen Teils

In dem zum toskanischen Faziesraum gehörenden Gebiet können drei Schichtkomplexe unterschieden werden:

1. Die Toskaniden I
2. Die Pania - Einheit
3. Die Toskaniden II

Die Toskaniden I reichen von der Permotrias bis ins Oligozän, dabei ist ab oberen Lias nur ein lückenhafter Schichtbestand vorhanden, der bereits primär durch die Sedimentations bedingt sein kann, aber sicher durch die spätere tektonische Beanspruchung verstärkt wurde. Zusätzlich wurden die gesamten Toskaniden I metamorph überprägt.
Die Pania - Einheit umfaßt in ihrer stratigraphischen Abfolge nur den Zeitraum vermutlich Nor - Rät bis Sinimurien. Höhere Schichten zeigen nur tektonischen Kontakt. Auch hier ist noch eine schwache metamorphe Überprägung vorhanden.

Die Toskaniden II reichen mit ihren Serien in diesem Gebiet vom Nor - Rät, bis ins Oligozän. Sie sind nicht metamorph.

Im einzelnen liegen in den Toskaniden I zuunterst Quarzphyllite und Phyllite, die von dem mittleren Perm bis ins Skyth reichen könnten. In ihnen stecken Metaquarzporphyre und deren Tuffe. Darüber folgen Graphitschiefer und Tonschiefer in größerem Ausmaß, die in die hangenden diploporenführenden, gebänderten Marmore des Anis - Ladin sukzessiv übergehen. Die gebänderten Marmore verzahnen sich mit Graphit-Serizit - Marmoren, schwarzen und roten Dolomiten und unterlagen im Karn der Erosion. Das Karn führte nur in Teilbereich zur Bildung richtiger Konglomerate mit auflagernden Sandsteinen und Phylliten. Ein großer Teil des Arbeitsgebietes war während des Karns eine Schwelle mit geringer Abtragung. Das Nor setzt mit der Bildung der Dolomite vom Grezzonityp ein, die etwa dem alpinen Hauptdolomit entsprechen, aber bis in das Rät reichen könnten. Denn die hangenden mächtigen Marmore von Typ Carrara gleichen bereits unmetamorphen massigen Kalken des Hettangiens. Als zum Sinumurien gehörend betrachtet man die Kalke mit Kiesellagen. Die nun folgenden Serizit-Chlorit - Marmore können unter Umständen be-

reits den kieseligen Kalken der unteren Scaglia entsprechen, jedoch auch ein Malmalter kann man erwägen. Die entsprechenden Kalkschiefer der Scaglia rossa und die Metagrauwacken des Macigno sind lokal verbreitet und dann meist in Schuppenzonen angehäuft. Diese Schuppenzonen werden bevorzugt dort angelegt, wo vom Nor-Lias einschließlich eine kondensierte Schichtfolge geringer Mächtigkeit vorlag.

Die Pania-Einheit dagegen beginnt, wahrscheinlich im Nor, mit Rauchwacken, die meist sehr schnell in mächtige Grezzoni - Dolomite, wie sie für die Toskaniden I typisch sind, übergehen. Die restliche Schichtenfolge ist mit schwach metamorphen massigen Kalken im Hettangien und Kalken mit Kiesellagen des Sinemurien sowohl der Toskaniden I als auch der Toskaniden II ähnlich, überragt sie nur in ihren Mächtigkeiten.

Ebenfalls liegen solche Rauchwacken wie in der Pania - Einheit, oft an der Basis der Toskaniden II in Verbindung mit Riffschuttkalken und brekziösen Kalken tektonischer Entstehung.

Darüber folgen schwarze dolomitische Kalke und Mergelkalke des Räts, die sich miteinander verzahnen. Die massigen Kalke des Hettangiens sind überall verbreitet. Bereits in ihren höheren Partien bzw. an der Grenze zu den Kalken mit Kieselagen des Sinemuriens tritt der Ammonitico rosso auf, der in der Pania-Einheit und den Toskaniden I fehlt.

Die Kalke mit Kieselagen gehen meist schnell in Mergel über, die dann beide von hellen Kalken mit grünen Mergellagen überdeckt sind. Dann folgen wieder Kalke mit Kieselagen. Scaglia und Macigno sind durch jüngere Abschiebungen von dieser mesozoischen Abfolge getrennt.

Zwischen Toskaniden I und II nimmt also die Pania - Einheit eine Übergangsstellung ein. Der in ihr aufgeschlossene Schichtbestand vereint Merkmale beider Einheiten in sich.

E. LAGERSTÄTTEN

Hier wurden keine eingehenden Untersuchungen der verschiedenen Vererzungen vorgenommen. Nur der Vollständigkeit halber seien die kleinen Erzvorkommen in den einzelnen Tälern aufgezählt. Dazu kommen noch die extensiven Vererzungen einiger Marmore und Dolomite, die einem Abbau nie unterlagen.
Kleine Stollen, in denen ein Bergbau auf Buntmetalle und Silber früher betrieben wurde, sind heute meist verfallen und nicht mehr in Betrieb. Heute wird noch am M. Arsiccio in den Quarzphylliten ein Abbau auf Baryt betrieben. Ebenso wurde bis vor kurzem in der Miniera di Ferro nördlich Stazzema ein Baryt abgebaut, der eine feine Bänderung, die auch unter dem Mikroskop noch zu beobachten ist, von Hämatit aufweist. Daneben tritt reichlich Pyrit in der gleichen Grube auf, desgleichen am M. Arsiccio.
Pyrit und Magnetit liegen als Erzlinsen vorwiegend an der Grenze Grezzoni - Phyllit, dringen aber auch in die Grezzoni als Knollen und kleine Einschlüsse ein, oder sind gleich Imprägnationen in den Grezzoni verteilt. Solche Vergesellschaftungen sind besonders im Canale delle Radice anzutreffen. Wieweit diese Erzvorkommen einer einzigen Phase angehören oder sogar verschiedenen Ursprungs sind, kann nicht entschieden werden. Auffällig ist das gemeinsame Vorkommen von Arsenkies, Kupferkies, Pyrit, Bleiglanz und Fahlerz im SE. Des weiteren liegen die Erze vornehmlich in enger Verbindung zu den turmalinisierten Metaquarzprophyren, wie z. B. in dem Bereich der Miniera del Bottino.
Die Vererzungszonen scheinen in keinem Zusammenhang mit der Schichtung der Phyllite zu stehen. Dagegen zeigen die Barytvorkommen oberhalb Piovane im Val di Castello einen deutlichen Zusammenhang mit der Verfaltung der Phyllite. Die Hämatitbänder im Baryt von Miniera di Ferro wurden bereits erwähnt.
Diese flüchtigen Beobachtungen lassen zwar nicht die Folgerung zu, es lägen einerseits eine hydrothermale Vererzung in genetischem Zusammenhang mit dem Aufdringen der Porphyre vor und andererseits eine synsedimentäre Schwerspatlagerstätte ähnlich Meggen. Es muß aber betont werden, daß hier ein Hiatus existiert und daß man P. DE WIJKERSLOTH's Annahme einer an die Überschiebungsbahnen gebundenen Vererzung nicht zustimmen kann. Denn wie

man sich überzeugen kann, liegen die Kupferkies - Pyrit - Bleiglanz - Vorkommen in den Schürfen rings um die Miniera del Bottino weit unter einer Überschiebungsbahn der Toskaniden II und die Vorkommen bei Levigliani und Ripa liegen ebenfalls in Quarzphylliten weitab einer größeren Überschiebung. Nur die Vorkommen von Pyrit und Magnetit im Canale delle Radice und am M. Arsiccio lassen eine solche Deutung zu. Dagegen wurde in der Miniera di Ferro als Nebengestein nur die Quarz-Chloritphyllite gefördert, aber keine Grezzoni und kein Macigno. Die Vererzung in der Schuppenzone von Stazzema scheint auf die Quarzchloritphyllite der Schuppe I beschränkt zu sein. Sedimentäre Vererzungen sind eindeutig in den diploporenführenden gebänderten Marmoren des M. Brugiana und in den Kalkphylliten an der Foce di Mosceta vorhanden. Von den Vorkommen an der Foce di Mosceta wurde bereits gesagt, daß ein Magnetitband schichtparallel in den Kalkphylliten zu verfolgen ist. Desgleichen wurden die Erzanhäufungen von Magnetit Hämatit, Pyrit, Kupferkies und Limonit auf den Schichtflächen der Marmore des M. Brugiana bereits erwähnt. In Zusammenhang mit diesen Vorkommen sei noch auf den feinverteilten Hämatit in den roten Dolomiten bei Ponte Stazzemese hingewiesen, die ja das gleiche Alter haben.

Ebenfalls sedimentärer Natur sind idiomorphe Kupferkieseinlagerungen in den höheren Grezzoni der Pania-Einheit. Sie sind gebunden an Sparitlagen in dem sonst mikritischen Dolomit.

F. PETROGRAPHIE

S. BONATTI (1938) beschrieb erstmals die von D. ZACCAGNA vorgenommene Einteilung der Gesteine nach rein petrographischen Gesichtspunkten mit Hilfe von Dünnschliffen. Ebenso richtet J. SCHMEDDING (1941) seine Hauptarbeit auf die petrographische Dünnschliffbeschreibung der Phyllite, Quarzphyllite, Grezzoni, Marmore etc. Wohl macht S. BONATTI kritische Anmerkungen zu D. ZACCAGNA und stellt offensichtliche Fehlbeobachtungen richtig, doch sah er wie auch J. SCHMEDDING nicht seine Hauptaufgabe, eine stratigraphische oder zumindest lithostratigraphische Abfolge in den Apuaner Alpen herauszufinden. J. SCHMEDDING übernahm in dieser Hinsicht die Angaben P. DE WIJKERSLOOTH's bzw. D. ZACCAGNA's.

In dieser Arbeit wurde von Beginn an eine zumindest lithostratigraphische Einordnung der verschiedenen Gesteine versucht unter Zuhilfenahme der petrographischen Beschreibung. Es erübrigt sich also hier noch einmal, die bereits im Kapitel Stratigraphie mitgeteilten Dünnschliffbefunde zu wiederholen.
Um eine Antwort auf die Art der Metamorphose zu geben, die die Toskaniden I betraf, ist es notwendig, auf die Chlorit-und Chloritoid-führenden Schiefer und Phyllite noch einmal einzugehen und in Gegenüberstellung dazu auf die Disthen-führenden Glimmerschiefer.
Zu Beginn soll jedoch kurz der Turmalingehalt der verschiedenen Phyllite skizziert werden. Sodann wird das Auftreten und die Ausbildung der Feldspäte beschrieben.

a) Der Turmalin

In den Quarzphylliten und Phylliten, sowie den Quarziten und Glimmerquarziten, die als Sedimente wahrscheinlich im Perm und noch im Skyth abgelagert wurden, ist Turmalin von den Akzessorien am häufigsten vertreten und unregelmäßig statistisch verteilt. Der Pleochroismus ist gelbgrün - rosa. Des öfteren konnten idiomorphe Kristalle beobachtet werden, die ein abgerundetes Korn als Einschluß enthalten.

Die Quarzite und Quarkonglomerate des Karns haben einen geringeren Turmalingehalt. Zwischen den Quarzen der Konglomerate kann man kleine Schmitzen eines feinen Filzes von länglichen Turmalinen antreffen. Es sind Neubildungen aus pelitischen Sedimenten, die als Tonflasern in den Zwischenräumen der Gerölle lagen.

S. BONATTI vertrat bereits die Ansicht, daß die Turmaline der turmalinisierten Metaquarzporphyre in aufgearbeitetem Zustand in den "scisti superiori", d. h. in den Quarziten und Quarzkonglomeraten des Karns, wieder vorliegen. Diese Beobachtung ist zweifellos richtig, doch muß man darauf hinweisen, daß die Anzahl der Turmaline mit einem intensiven Pleochroismus rötlich braun-blaugrün, wie sie in den turmalinisierten Metaquarzporphyren auftreten, sehr begrenzt ist. Ferner sind die zahlreichen pigmentierten Quarze der Konglomerate des Karns nicht in den Quarzphylliten oder Metaquarzporphyren der Permotrias vorhanden. Man kann also kaum annehmen, daß die karnischen Konglomerate größtenteils in ihrer Zusammensetzung aus den präkarnischen Gesteinen der Apuaner Alpen bestehen.
Aus dem Auftreten von Turmalin, der dem Turmalin in den turmalinisierten Metaquarzporphyren gleicht, in den Konglomeraten des Karns kann man schließen, daß die Turmalinisierung nicht in einem Zusammenhang mit der Oligozänen Metamorphose stand, sondern wahrscheinlich bereits sofort nach der Platznahme der Quarzporphyre einsetzte.

b) Die Feldspäte

Die Feldspäte eignen sich schlecht für Untersuchungen mit dem Universal-Drehtisch. In den Quarzphylliten kommt nur akzessorisch Plagioklas vor etwa in Korngrößen um 0,03 mm. In den Metaquarzporphyren kann der Perthit in Plagioklas umgesetzt sein, ist dann aber nur in so feinen Aggregaten vorhanden, daß die Universal-Drehtischmethoden nicht anwendbar sind.
Das gleiche, feinkörnige, verschachtelte Interngefüge zeigen die großen Plagioklase der Epidot - Chlorit - Plagioklas - Felse bzw. des Albit - Chlorit - Felses. Sie sind außerdem stark von Serizitschüppchen und kleinen Epidotblasten zersetzt. In allen Fällen ergab die einfache Methode mit der Wanderung der Becke - Linie keinen Hinweis aus wesentliche An-Gehalte. Es handelt sich

also wie bei den autigenen Albiten in den Grezzoni um Albit.

Nur in einigen der parautochthonen Schuppen aus der Zone von Stazzema wurde noch neben Albit, Mikrolin und Perthit stark seritisierter Orthoklas gefunden.

c) Chlorit, Chloritoid und Biotit in den chloritreichen Schiefern

Unter den Chloriten fallen die hohen Anteile von Chloriten der Prochlorit - Delessit - Diabantit Gruppe auf. Pennin ist seltener. Chloritoid tritt neben Serizit und Epidot in den Chloritoidphylliten auf. Ferner ist Chloritoid neben Serizit und Chlorit in Chloritoid - Serizit - Chloritschiefern, hier mit Prochlorit, und kann in Quarz - Chloritphylliten der Permotrias, hier mit Pennin, vorkommen. Des weiteren wurde Chloritoid neben Epidot und Delessit in Marmor gefunden.
Im Val di Giardino wurde kurz vor Cansoli an der Straße eine hellgrüne, sehr harte Bank als Einschaltung in Quarzphylliten gefunden.
Sie erwies sich im Dünnschliff als Albit - Chlorit - Fels. Er besteht in den Hauptgemengteilen aus idiomorphen-hypidiomorphen, albitisiertem Plagioklas und aus xenomorphen, in Chlorite der Penningruppe umgewandelte Mafiten. Als Nebengemengteil tritt Kalzit auf. Serizit tritt nur in geringem Umfang als feinste Schüppchen unregelmäßig verteilt im Albit auf. Texturrelikte eines ophitischen Gefüges sind noch deutlich zu erkennen. Es muß demnach ein intermediär - basisches Ausgangsgestein vorgelegen haben.

Biotit wurde in chloritreichen Gesteinen nur in den Serizit - Chlorit - Schiefern am M. Cavallo gefunden. Hier liegen kleine ca. 20 große Schüppchen verstreut in der Serizit - Chloritgrundmasse. Sie zeigen hellbraun - rotbraunen Pleochroismus. Außerdem ist neugebildeter Titanit hier häufig.

d) Disthen - Vorkommen

Disthen war bislang nur aus Phylliten der westlichen Apuaner Alpen, besonders vom M. Brugiana her, bekannt, aus der sogenannten Schuppenzone von Massa. Am M. Brugiana wurden in den Schuppen keine besonders schönen Disthene gefunden. Sie kommen aber

vor, haben gegenüber Epidot und Klinozoisit unscharfe Umrisse, sind klein und haben niedrigere Interferenzfarben, Grau I. Sie sind von Klinozoisit deutlich zu unterscheiden, da in Längsrichtung schwingt.

Weitaus schönere Disthene wurden am M. Rocca bei Seravezza gefunden. 1 - 2 mm lange Kristalle, breitstengelig, mit deutlichem Pleochroismus hell kobaltblau - schwach gelblich. Sie treten in gleichen Mengen mit Epidot, Chloritoid und Klinozoisit auf, die alle etwa Kristalle derselben Länge wie Disthen bilden können, und haben alle vier zusammen einen Anteil von ca. 15 Vol. %. Sie sind in den Glimmerlagen angereichert. Die Glimmer sind helle Sprödglimmer; dabei kann man nicht entscheiden, ob außer Serizit noch Pyrophyllit vorhanden ist, denn die Disthenbildung setzt ja Pyrophyllit als Edukt voraus. Quarz ist mit ca. 60 Vol. % das Hauptgemengteil. Diese Disthene können nun bereits wieder verglimmert sein, wie ein Glimmerquarzit aus der Nähe von Ripa zeigt. Hier sind die kleinen ca. 0,5 mm langen Disthene nicht orientiert in dem Quarz verstreut.
Es wurden mehrere Übergangsstufen von frischen Disthenkristellen bis zu vollständig zersetzten Kristallen beobachtet.
All diese Vorkommen von Disthen im Westteil sind an grobe Quarzphyllite der karnischen Konglomerate gebunden. Dazwischen liegen Phyllite und feinere Quarzphyllite, die nur Chlorit und Serizit aufweisen, aber noch keinen Biotit. In der gleichen Zone kommen die "Prasinite" vor, Epidotchloritschiefer bzw. Epidot - Chlorit - Plagioklas-Felse. Hier ist neben Albit, Chlorit-Epidot, Kalzit und Quarz kein Biotit vorhanden.
Zu diesem seit längerem bekannten Vorkommen von Disthen gesellt sich nun ein weiteres, vom Verfasser entdeckt. In einem Bruchstück der Marmorbrekzie vom M. Alto, an der der rote Zement auffällt, wurden langnadelige Disthene gefunden. Sie liegen im Zement, in einer Grundmasse von feinstem Sprödglimmer (Pyreophyllit?) und Chlorit mit Interferenzfarben Grau I. (Klinochlor?) Zahlreiche feine Biotitschuppen ca. 0,1 mm Ø liegen darin. Sie können bereits wieder beginnende Zersetzungserscheinungen zeigen. Ebenso häufig sind kleine Epidotkörnchen. Der gesamte Schliff ist durch Erzkörnchen stark imprägniert. Das Erz wird

wahrscheinlich Ilmenit sein, wie auch der Biotit mit braunen-rotbraunem Pleochroismus auf einen hohen Fe - Ti Gehalt des Gesteins hindeutet.
Der Disthen bildet 0,5 - 1 mm lange Nadeln, die mit Erz poikilitisch durchsetzt sind. Die Nadeln zeigen Querbrüche, runenförmige Verbiegungen und ausfasernde Nadelenden. Die Interferenzfarben reichen Grau I bis Gelb I. Die Auslöschungsschiefe nz/c beträgt nie weniger als 6 - 7°. Damit sind Verwechslungen mit Zoisit und Klinozoisit ausgeschlossen. Chloritoid zeigt nie, wenn er senkrecht zu den Tafeln (001) angeschnitten wird, ausfasernde Kristallenden. Außerdem wären bei einer solchen Vielzahl der Anschnitte, wie sie der Schliff zeigt, stets Anschnitte dabei, die einen Hinweis auf die tafelige Form der Chloritoidkristalle geben würden. Es kann sich also nur um Disthen handeln.
Daraus ergibt sich, daß auch im südöstlichen Autochthon Bedingungen gleich jenem im W, in der sogenannten Schuppenzone von Massa herrschten, die es ermöglichten, daß bei den vorliegenden p, t,x-Bedingungen Disthen als Neubildung entstand.

e) Die Art der Metamorphose

Es handelt sich um eine regionale Thermo - Dynamometamorphose. Chloritoid in Gegenwart von Serizit und Chlorit, neben anderen Chloriten, vorwiegend von Prochlorit, seltener von Pennin, deuten auf die Grünschieferfazies hin, ebenso Albit und das geringe Vorkommen von Biotit neben Chlorit und Serizit. Der wichtigste Hinweis ist jedoch das Auftreten von Chlorit neben Quarz.
Ob es sich bei der Grünschieferfazies um die Quarz - Albit - Epidot - Biotit - Subfazies bzw. und höher tempersierte Quarz - Albit - Epidot - Almadin - Subfazies (FYFE, TURNER, VERHOOGEN) handelt, müßten genaue Untersuchungen der Chlorite erst erweisen.
In einer Grünschieferfazies dürften nun normalerweise keine Disthene vorkommen. Daher wird auch von S. BONATTI die "mesozonale" Westzone von dem übrigen "epizonalem" Autochthon als aufgeschupptes Parauthochthon, entsprechend der Schuppenzone von Massa im Sinne R. STAUB's abgetrennt.

H. G. WINKLER (1965) erwähnt aber, daß Disthen bereits in der höchsttemperierten Subfazies der Grünschieferfazies auftreten kann. Dies scheint hier der Fall zu sein. Denn alle Vorkommen von Disthen - Glimmerschiefern zeigen einen normalen Kontakt oder liegen in der Nähe zu den Quarzphylliten oder Chloritoidphylliten der Grünschieferfazies. Verschuppungen des angeblich höher metamorphen Westteils der Apuaner Alpen mit dem Kern sind nicht nötig in dem Ausmaß, wie sie bisher angenommen wurden, um einen anscheinenden Hiatus in der Metamorphose zu erklären. Aus tektonischer Sicht sprechen auch viele Anzeichen gegen eine solche Annahme.

Da Disthen auch in den südöstlichen Apuaner Alpen nachgewiesen wurde, ist dieser Hiatus also wahrscheinlich nicht von großen Druck- und Temperaturunterschieden abhängig, sondern die andersartigen Mineralparagenese entstammt offensichtlich nur Al-reichen Sedimenten, denn das Gebundensein der Vorkommen im W an die Quarzkonglomerate des Karns steht augenscheinlich mit einer anderen chemischen Zusammensetzung in Verbindung. Bei dem Vorkommen am M. Alto kann man gar keine Verschuppungen zur Erklärung heranziehen. Die typischen Quarzphyllite der Grünschieferfazies liegen sogar noch tiefer. Es ist auch nicht einzusehen, warum in einer streng stratigraphisch gebundenen Brekzie, nur ein kleiner Bereich von höheren Temperaturen und höherem Druck wie er in der Almandin - Amphibolitfazies herrschen soll, erfaßt worden wäre, wenn die darunter und darüberliegenden Schichten nur der Grünschieferfazies angehören. Dasgleiche würde für die Disthenglimmerschiefer in den Quarzphylliten gelten. Ließe man den metamorphen Faziesbegriff im ursprünglichen Sinne des Wortes Fazies als nur die Mineralparagenese beschreibenden Begriff gelten, ohne ihn mit Temperatur und Druck in Abhängigkeit zu bringen, so könnte man bei den Disthenglimmerschiefern auch von einer Amphibolitfazies sprechen. WINKLER 1965 gibt jedoch für den Beginn der Amphibolitfazies eine exakte Temperatur an ca. 560° bei 8000 Bar und schreibt, daß der Beginn der Amphibolitfazies nur wenig vom Druck abhängig ist.

Anschließend kann man also zur Art der Metamorphose sagen, daß das Autochthon sowohl im Osten wie im Westen zu der Grünschieferfazies gehört, nur für die offensichtlich tektonisch weitaus stärker bewegten Schuppen des Parautochthons im Osten, für die

Schuppenzone von Isola Santa und die Schuppenzone von Stazzema kann man für gewisse Teile, die vor allem aus Scaglia und Macigno bestehen, eine geringere Metamorphose annehmen, denn dort sind die Feldspäte manchmal kaum zersetzt. Beobachtungen über den Verlauf der Metamorphose wurden nicht gemacht. Dagegen kann auf eine retrograde Metamorphose verwiesen werden, die stellenweise zur Verglimmerung des Disthens und zur Zersetzung des Biotits führte.

G. TEKTONIK

I. Einleitung

Die historische Entwicklung der Apennin-Geologie zeigt, daß vorwiegend ausländische Geologen die tektonischen Erscheinungen als einen Deckenbau interpretieren. Dagegen beharrten italienische Bearbeiter lange Zeit auf der Theorie einer weitgehenden Autochthonie der verschiedenen Komplexe. So wurde vornehmlich von Schweizern und Deutschen immer wieder der Bau des Apennins im Sinne der alpinen Zusammenstauungstektonik als eine Überlagerung weitreichender Decken mit großen Überschiebungsweiten gedeutet. Die in den Alpen verwandten Begriffe penninisch, austroalpin und unterostalpin wurden in Konvergenz mit angeblich gleichen Einheiten des Apennins in Verbindung gebracht. Bei ST. LENCEWICZ deuten die Namen "falda di Calabria" und "falda di Sicilia" für Toskaniden I und Toskaniden II noch auf die Vorstellung hin, daß das gesamte Apenningebirge eine großtektonische Einheit wäre. Auch L. KOBER und R. STAUB weisen auf Zusammenhänge zwischen Südapennin und Nordapennin hin. Vor allem sehen sie auf Grund des alpinen Vorbildes in der Metamorphose einen wichtigen Faktor zur Aufgliederung der tektonischen Einheiten. So sieht L. KOBER einen schärferen Hiatus zwischen den metamorphen Toskaniden I und den unmetamorphen Toskaniden II als zwischen Toskaniden und Liguriden und teilt die Toskaniden I seinen "Carrariden" zu und vereinigt Toskaniden II und Liguriden zu seinen "Toskaniden". Auch R. STAUB's Aufteilung in "Serie von Carrara", "Serie von la Spezia" und "Schuppenzone von Massa" geht vorwiegend nach dem Grad der Metamorphose. Die Phyllite der Grünschieferfazies der Toskaniden I wurden somit als penninisch angesehen, während die Toskaniden II dem Ostalpin entsprachen.

N. TILLMANN (1926) unterschied erstmalig untere und obere Toskaniden. P. DE WIJKERSLOOTH nannte sie Toskaniden I und Toskaniden II. Er weist zum erstenmal ausdrücklich auf gravitative Gleitungen im gesamten Nordapennin hin. Er teilt dabei die Ansicht P. TERMIERS, der 1910 in seiner Beschreibung der Geologie der Insel Elba zu der Ansicht gelangte, daß zwischen den Decken der Alpen und den des Apennins grundsätzlich zu unterscheiden sei, wie

zwischen "nappes de premier genre" und "nappes des deuxième genre". P. DE WIJKERSLOOTH sieht nun gerade für den Nordapennin solche Gleitbewegungen als Ursache aller Deckungsbewegungen. Dabei sucht er den damaligen Vorstellungen entsprechend einen "traineau écraseur" in der höchsten Decke, also in den Liguriden. Die Toskaniden II sind für ihn eine wurzellose Gleitmasse. Entsprechend der von BLUMENTHAL vertretenen Theorie der Reliefüberschiebung nimmt auch er an, daß eine toskanische Landschwelle im Eozän abgetragen wurde, jedoch ein steiles Relief, die im Unteroligozän herangleitenden Toskaniden II - Decke zwang, die Bergspitzen abzuscheren und als parautochthone Schuppen unter sich zu begraben. Der höhere Metamorphose in der Schuppenzone von Massa, seiner Meinung nach nur ein Teil des gesamten Parautochthons, maß er keine Bedeutung bei. Denn er erkannte auch die schwächere Metamorphose einiger Macigno-Schuppen im Parautochthon der östlichen Apuaner Alpen und führte die höhere Metamorphose in der Schuppenzone von Massa allein auf Dynamometamorphose zurück. Daß eine solche Dynamometamorphose jedoch nicht die höhere Metamorphose der Schuppen bei Massa erklären kann wies bereits BONATTI nach. Ebenso steht man heute der Theorie einer Reliefüberschiebung in Verbindung mit einer Landschwelle in diesem extremen Sinne, wie sie besonders von holländischen Geologen in den 30er Jahren vertreten wurden, mit großer Skepsis gegenüber. Des weiteren können gemäß dem heutigen Wissensstand die gravitativen Gleitbewegungen der Liguriden, nicht mehr für die Erklärung der Überschiebungen der Toskaniden II herangezogen werden. P. DE WIJKERSLOOTH's Verdienst bleibt jedoch, daß er Bedeutung der gravitativen Gleitungen erstmals voll erkannte, auch wenn er sie überbewertete, und daß er die Einheit der Toskaniden im Sinne N. TILMANN's bestätigte. Von italienischer Seite her verschloß man sich lange Zeit der Idee einer weiträumigen Allochthonie, da man den Argumenten der einseitig an alpinen Verhältnissen orientierten ausländischen Geologen nicht folgen konnte. Zwar nahm man hier und da lokale Überschiebungen an, so etwa B. LOTTI 1888 in den Pisaner Bergen, über die Mehrzahl der italienischen Geologen lehnte Deckenüberschiebungen ab. Auch G. MERLA und C. I. MIGLIORINI lehnten mit ihrer Theorie der tektonischen "rughe" bzw. der "cunei composti"

eine weitreichende Schweregleitung der Liguriden im Sinne von P. DE WIJKERSLOOTH ab. Für eine solche Zerlegung der Gesamtgleitung in mehrere kleinere Gleitungen sprechen viele Anzeichen. Jedoch ist die Existenz dieser 7 "rughe" nicht immer eindeutig zu beweisen und ihre sukzessive Entstehung durch subkrustale Strömungen ist eine reine Hypothese. Demgegenüber ist die "ultranappistische Idee" von P. ELTER, E. GIANNINI, M. TONGLIORI und L. TREVISAN die einzige von italienischer Seite geäußerte Theorie eines weiträumigen Deckenbaues im Nordapennin. Nach diesen Autoren sollen auch die Toskaniden II eine gravitative Gleitdecke sein wie die auf ihr liegenden ligurischen Decken.

G. MERLA modifizierte, wie bereits erwähnt wurde, das einfache Schema der "cunei composti" MIGLIORINI's besonders in Anbetracht der Verhältnisse in den Apuaner Alpen zu seinen komplizierteren "rughe tettonicche". Jedoch postuliert er einen streng ostvergenten Faltenbau in den einzelnen Aufwölbungen, um nur Gleitungen in östlicher Richtung zu erhalten. Dabei muß auch er die Bewegungen der Toskaniden II mit gravitativen Gleitungen erklären.

Die einseitig an alpinen Verhältnissen orientierte Vorstellung eines Deckenbaues im Nordapennin auf Grund einer zusammenstauenden Tektonik wurde erstmals von DE WIJKERSLOOTH aufgegeben zugunsten der Theorie gravitativer Deckengleitungen. In abgewandelter und verbesserter Form wird sie heute von den Pisaner Geologenschule vertreten. Demgegenüber sehen andere Geologen, besonders M. RICHTER nur in den Liguriden lokale gravitative Gleitungen in Zusammenhang mit einem Diapirismus und MERLA erklärt mit seinen "rughe tettonicche" die Toskaniden I als zusammengestaute Zone und die Toskaniden II als von diesen in östlicher Richtung abgeglittene Massen mit nur lokoler Schubweite.

II. Das Problem der Aufgliederung der tektonischen Einheiten

Zu Beginn einer näheren Beschreibung der tektonischen Verhältnisse müssen die Gründe für eine Aufgliederung der Toskaniden erläutert werden. Ferner müssen die verschiedenen Begriffe voneinander abgegrenzt werden.

Für eine Aufgliederung des gesamten Toskaniden-Komplexes sprechen nicht nur fazielle Unterschiede. Unterschiedliche Grade der Verfaltung, tektonische Kontakte, Diskordanzen, Aufschiebungen und Überschiebungen sind so häufig und so verschieden verteilt und gestaltet, daß man unbedingt versuchen muß, eine Unterteilung vorzunehmen.
Die Toskaniden II können von dem übrigen Komplex verhältnismäßig leicht und deutlich abgegrenzt werden, da sie nicht verfaltet sind, sondern nur schwach verbogen sind. Die diskordante Auflagerung des Calcare cavernoso auf wesentlich jüngeren Sedimenten über weite Gebiete kann als untere Grenze dieser Einheit angenommen werden. Die Schichtenfolge vom Calcare cavernoso an aufwärts ist stratigraphisch, höchstens schichtparallele Gleitungen können auftreten. Diese ungefaltete Normalabfolge kann man zunächst zu einem Allochthon zusammenfassen, weil sie mit ihrer Basis tektonisch diskordant über jüngeren Serien liegt, also einen ausgeprägten Überschiebungskontakt zu diesen aufweist.

Demgegenüber sind Autochthon und Parautochthon schwieriger voneinander abzugrenzen. Wollte man nur noch dort ein Autochthon sehen, wo eine normale Faltung, ohne Verschuppungen, Lamination und Auswalzung existiert, so gäbe es kein Autochthon. Man ist aber gezwungen, hier noch genauer zu unterscheiden, da es zwischen dem Zentralgebiet der Apuaner Alpen und dem Allochthon viele Übergänge gibt.
Das eigentliche Autochthon setzt sich aus Mulden, Sätteln und Aufwölbungen zusammen, in denen eine Normalabfolge vorhanden ist. Schichtparallele Gleitungen und Auswalzungen gingen nicht soweit, daß die Normalabfolge wesentlich verändert wurde. Wohl aber konnten die ursprünglichen Mächtigkeiten durch Spezialfaltung völlig verändert werden.

Ferner konnten in einigen Muldenzügen Verschuppungen beobachtet werden, die zu einer weitgehenden Ausquetschung einzelner Schichten führten. Diese Zonen werden dann als verschuppte Mulden gesondert beschrieben.
Erfolgten Verschuppungen so starken Ausmaßes, daß die ursprünglichen Mulden nicht mehr zu erkennen sind, aber die Schuppenzonen nur aus bestimmten Schichthorizonten bestehen, also nicht die gesamte Abfolge an der Schuppenbildung teilnahm, so werden sie als Schuppen betrachtet, die noch dem Autochthon angehören.

Nur in wenigen Fällen und lokal begrenzt treten im Autochthon Störungs- und Schuppenzonen auf, in denen eine rein tektonische Schichtserie vorhanden ist. Wegen ihrer lokalen Verbreitung im Autochthon, so bei la Rocchetta am M. Freddone und bei Ranocchisia müssen sie auch noch in dieses eingereiht werden.

Das Parautochthon hingegen zeichnet sich durch einen Schuppenbau aus, an dem alle Formationen teilnehmen, wenn auch einige Formationen wie Macigno und Sceglie bevorzugt vorkommen. In diesen Schuppen des Parautochthons ist die stratigraphische Abfolge nicht mehr gegeben.
In diesem Parautochthon im engeren Sinne muß auf die Sonderstellung der Panie-Einheit hingewiesen werden. Sie wird von dem Calcare cavernoso des Allochthons der Toskaniden II überschoben, ist aber nicht stets scharf von dem Allochthon zu trennen und gleich diesem nicht verfaltet, sondern bildet eine große starre Schuppe. Sie überschiebt aber die übrigen parautochthonen Zonen als eine große Scholle, schneidet diskordant ihre eigenen Schichten ab, während das Allochthon schichtparallel zur Überschiebungsbahn diskordant auf dem Parautochthon oder Allochthon liegt.
So wird ein stark verfaltetes Autochthon, in dem verschuppte Muldenzüge vorkommen oder in dem die Muldenzüge zu Schuppen zerschert sind, in dem aber nur selten rein tektonische Serien in Störungszonen auftreten, von einem Parautochthon unterschieden, das eine völlig tektonische Aufeinanderfolge der Schichten zeigt. Die Panie-Einheit nimmt innerhalb dieses Parautochthons mit ihrem Schollenbau eine Sonderstellung ein. Als Allochthon folgt darüber diskordant ein unverfaltetes Sedimentpaket, in dem die stratigraphische Abfolge erhalten ist.

III. Das Autochthon

1. Das Autochthon im engeren Sinne

Es umfaßt den zentralen Teil des Kartierungsgebietes, reicht von Fosso di Carrione im N bis zum M. Ornato im Süden und im Osten bis Campaccio im Turrite Secca, Foce di Moscata, Cardoso und Ponte Stazzemese. Bei S. Anna taucht es als Fenster unter dem Parautochthon wieder auf, ebenso bei Pietrasanta und Capezzano pianore. Es besteht flächenmäßig überwiegend aus Quarzphylliten, die stets eine zweite Schieferung zeigen. Spezialfältelung ist die Regel. H. G. WUNDERLICH (1960) beschreibt zwei solcher Spezialfaltentypen: Parasitär - und Schleppfalten. Diese Beobachtungen sind zweifellos richtig. Viele Quarzknauern in den Phylliten und Serizit-Chlorit-Marmoren, lassen noch solche Spezialverfältelungen erkennen.
Die Lage der B-Achsen kann alle Richtungen einnehmen. Es erschien nicht möglich, zwei bevorzugte Beanspruchungspläne in dieser Anordnung der B-Achsen zu erkennen, also im Sinne von H. G. WUNDERLICH ein "alpines" und ein "apennines" System aus den wechselnden Richtungen der B-Achsen abzuleiten. Man kann sagen, daß die großen Synklinalen der kompetenten Grezzoni und Marmore ein N-S bis NW-SE-Streichen zeigen, das sich in den Quarzphylliten und Phylliten nicht mehr verfolgen läßt. Denn diese neigen zu einer komplizierteren Verfaltung, da sie auf Druck hochplastisch reagieren. Die Verfaltung der Phyllite kann durchaus auf einem fortlaufenden, gleichsinnig gerichteten Prozeß der Einengung beruhen und muß nicht aus mehreren, getrennten Faltungsphasen hervorgegangen sein. Die starke Einengung führte zur Bildung von Parasitär- und Schleppfalten und zu Nebenachsen und zur Anlage einer zweiten Schieferung und möglicherweise auch noch zu einer dritten Schieferung.

Den Kern des Autochthons bildet die weite Quarzphyllitkuppel im Val di Giardino zwischen Ruosina und Levigliani.
Im Süden taucht das Autochthon unter die Schuppenzone von Stazzema, ist dann im Fenster von S. Anna noch bis zu den Grezzoni aufgeschlossen, und läßt sich mit der Aufwölbung zwischen Capezzano und Serveglana im südlichsten Teil des Gebietes in Verbindung bringen.

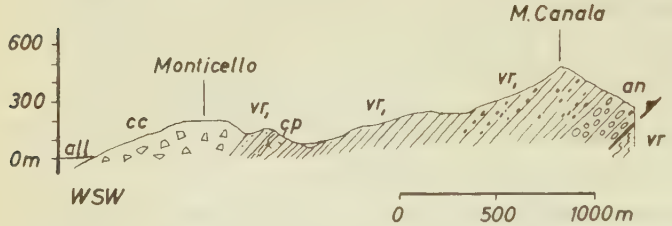
Im Osten schließt sich an die große Kuppel des Val die Giardino die westvergente Synklinale des M. Corchia an, während im Westen die ostvergente Synklinale des M. Cavallo sie abgrenzt.
Im Nordwesten liegt die Beutelmulde von Cervaiole und der Pilzsattel zwischen Falcovaia und M. dei Ronchi. Im Norden taucht die Kuppel unter die Schuppe von Gerbassoio ab. Schließlich beginnt am M. Freddone ein kompliziertes Störungssystem mit verschuppten Mulden.
Die NNW-SSE streichende Synklinale des M. Altissimo setzt sich nach N außerhalb des Gebietes fort. Sie stellt zusammen mit der Synklinale des M. Cavallo den Hauptmuldenzug der Apuaner Alpen dar.
Die Synklinale des M. Altissimo wird im Osten von einer Antiklinale begleitet, die sich aus dem Pilzsattel bei Cervaiole entwickelt und nach N hin zunehmend ausgequetscht wird. Die Ausquetschung führt zur Auswalzung der Quarzphyllite und zusammen mit einer Aufschiebung zu einer Verdrängung der Grezzoni an der Ostflanke der Antiklinale. Denn die Grezzoni, die am M. dei Ronchi noch 150 m mächtig sind, werden im Canale delle Gobbie zu einer Mylonitzone von 2 m ausgewalzt. Die Ostflanke der Antiklinale wird wiederum von der Schuppe von Gerbassoio überfahren, bevor eine neue Synklinale ausgebildet wurde.
Nach W hin folgt wieder ein Quarzphyllitzug, der nicht eine Antiklinale im eigentlichen Sinne des Wortes bildet. Die Spezialfaltung der Phyllite und Quarzphyllite mit der Ausbildung einer zweiten Schieferung, bzw. die Verfaltung zweiten Grades führte zu einer Scherfaltung, die alle großen harmonischen Faltungen verschluckt. So kommt es häufig zu Abscherungen zwischen den Phylliten und Grezzoni, da diese nur einer Biege- und Bruchfaltung folgen.
Dieser Quarzphyllit im Westen der M. Altissimo-Synklinale entspricht also einer stark zusammengepreßten Antiklinale, die nach S bis Seravezza reicht und etwa dem F. Serra folgt, während sie im N. von den Metaquarzporphyren bei Gronda und Guadine unterbrochen wird und unter der Grezzoni Platte des M. Girello verschwindet, aber ihre Fortsetzung in dem Quarzphyllitzug findet, der von Forno nach Vinca zieht.

Die Grezzoniplatte des M. Girello fällt im W 40 - 50° NE ein, liegt dann zwischen Casanna und dem Canale di Resceto für ein kurzes Stück söhlig, bevor sie in die Synklinale des M. Altissimo übergeht. Daß die Grezzoniplatte nicht dort, wo sie söhlig liegt, aufgebrochen ist und der Westteil zu einer Mulde verbogen wurde, liegt wohl daran, daß die starren Porphyrstöcke von Gronda und Guadine die Grezzoni vor der diapirischen Tendenz der hochplastischen Phyllite abschirmten.

Der nächste westlich der Synklinale des M. Altissimo und des M. Cavallo gelegene Muldenzug zieht sich vom Fosso di Antona, etwa bei den Cave le Madielle über den M. Focoraccia, M. Carchio nach SSE in den Marmorbrüchen am Westhang des Serretales zu, M. Casta hin und weiter bis in das kleine Marmorvorkommen am Talende des Val di Fondo oberhalb Piovane. Dieser Muldenzug ist stark verschuppt und ausgewalzt und löst sich besonders zwischen dem M. Focoraccia und M. Folgorito in mehrere Spezialmulden und Schuppen auf.

Nun schließt sich in westlicher Richtung bis zur Küstenebene eine Folge von Quarzkonglomeraten, Quarzphylliten, Quarziten und Glimmerquarziten, die nach R. NARDI 1963 bereits eine geschlossene Abfolge des Karns darstellt mit den Konglomeraten der karnischen Transgression an der Basis. Diese Zone umfaßt nun etwa ZACCAGNA's "scisti raibiani" oder "scisti sopra marmi" bzw. die Schuppenzone von Massa im Sinne R. STAUB's. NARDI's Ansicht widerspricht aber, daß die von ihm als "calcescisti" bezeichneten gebänderten Marmore bei Strettoia sich in den oberen Straten seiner Normalabfolge bis Massa hin im selben Horizont aneinanderreihen und zu jenen gebänderten, diploporenführenden Marmoren der Punta Bianca und des M. Gruiana gehören und somit ins Anis-Ladin gestellt werden müssen. Also kann hier keine Normalabfolge eines 2000m mächtigen Karns vorliegen. Die Anagenite bei Seravezza bilden statt dessen den überkippten Flügel einer stark gepreßten Antiklinale mit ostvergenter Sattelachsenebene, deren Lage freilich schwer zu fixieren ist wegen der bereits beschriebenen starken Scherfaltung der permotriadischen Quarzphyllite. In dem normal liegenden Flügel lägen dann von Strettoia bis Massa das Anis-Ladin über den Quarzphylliten und über den Marmoren des Anis-Ladin würden die Anagenite des Karns

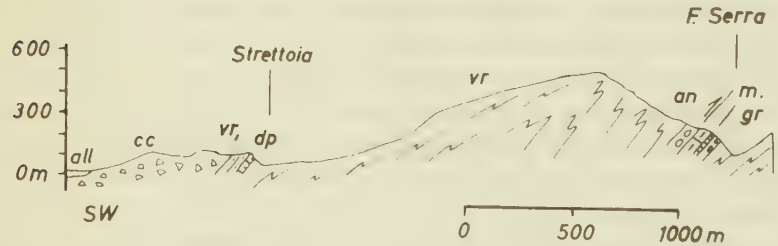
Profil durch die Westregion der Apuaner Alpen zwischen Strettoia und F. Serra



a) nach R. Nardi 1963

Überschiebung der Toskaniden II

vr = scisti verrucani centrali (Paläozoikum)
an = l'anagenite basale (Karn)
vr, = scisti verrucani superiori (Karn)
cp = calcescisti intercalati nella serie degli scisti verrucani superiori
cc = calcare cavernoso
all = alluvioni



b) nach W. Wachsmuth 1966

vr = Quarzphyllite und Phyllite (= scisti verrucani centrali) (Perm - Skyth)
dp = gebänderte Marmore (Anis - Ladin)
an = Quarzkonglomerate des Karns
vr, = Quarzite und Glimmerquarzite des Karns
cc = Calcare cavernoso
gr = Grezzoni
m. = Marmor vom Typ Carrara
all = Alluvionen

mit nur geringmächtigen Quarziten und Phylliten des Kerns folgen. Darüber liegt dann der Calcare cavernoso. Zwischen Massa und Turano können noch postorogenetische Abschiebungen möglich sein an dem Kontakt Calcare cavernoso - Phyllit, Quarzit. Doch zwischen Castello Aghinolfi und Strettoia deutet kein Kontakt auf eine solche Möglichkeit hin, vielmehr scheint hier nur schichtparallele Gleitung zur Brekzienbildung an der Basis des Calcare cavernoso geführt zu haben, also existiert hier im wesentlichen eine Normalabfolge wie R. NARDI bereits annahm. Doch ist der sonst für die Toskaniden II typische Calcare cavernoso mitsamt seinen basalen Schichten von Quarzphylliten, Phylliten und Quarziten und gebänderten Marmoren nicht an die "falda toscana", also das Allochthon, anzuschließen, sondern zum Autochthon zu rechnen, aus Gründen, die später näher erläutert werden sollen.
Nördlich des F. Frigido setzt sich dieser westlichste Phyllitzug zunächst fort, wird dann aber von den vier Schuppen des M. Brugiana abgelöst, die nördlich Miseglia zwischen dem Grezzoni und Calcare cavernoso, der hier wieder beginnt, das Autochthon deckenartig zu überschieben, auskeilen. Die östliche Fortsetzung der Schuppen des M. Brugiana, die zur sogenannten Schuppenzone von Massa gehören, ist die Zone von la Rocchetta, die von vielen Störungen und Aufschiebungen in ein Gewirr von Schubfetzen zerrüttet ist.

Im Fosso di Carrione stoßen die Schuppen des M. Brugiana an überkippt liegende Grezzoni, die wieder zusammen mit dem Marmor von Carrara und dem Calcare selcifero ein in sich überschobene und verbogene Synklinale bilden, die nach SE aushebt und am M. Tamburone an dem Quarzphyllitzug Forno - Vinca endet. Ein Zusammenhang mit dem Muldenzug M. Focoraccia - M. Carchio läßt sich nur schwer konstruieren, denn Störungen großen Versatzes, unterbrechen die Synklinale im S und W.
In groben Zügen besteht das Autochthon aus drei großen Synklinalen (M. Corchia, Maltissimo - M. Cavallo und le Madielle - M. Carchio- M. Costa.), zwischen denen entweder eine Quarzphyllitkuppel liegt, oder aber zwei Quarzphyllitzüge mit dem Charakter von Antiklinalen. Außerdem bilden die Quarzphyllite im Westen zwischen Massa und Strettoia eine Normalabfolge bis

in den Calcare cavernoso, der dementsprechend zum Autochthon gerechnet wird, obwohl er faziell bequemer an das Allochthon anzuschließen wäre. Die sogenannte Schuppenzone von Massa im Sinne R. STAUB's und P. DE WIJKERSLOOTH's stellt im SW eine Antiklinale von Quarzphylliten dar, die einer starken Auswalzung unterlagen.

2. Die Hauptmuldenzüge

Sie sollen als Rückgrat des gesamten Gebirges zuerst näher erläutert werden. Nur zwei sind in diesem Gebiet vorhanden, die Synklinale des M. Altissimo und die des M. Corchia.

a) Die Synklinale des M. Altissimo

Sie besteht aus Grezzoni und Marmor. Die Grezzoni werden an der Westflanke ca. 600 m maximal mächtig, an der Ostflanke ca. 500 - 600 m, die Marmore schätzungsweise 500 m. So erreicht die Synklinale einen Durchmesser von fast 2 km. Der Form nach bildet sie ein U, das sich im Süden, direkt am M. Altissimo nach oben verengt, also eine beutelförmige Gestalt annimmt. Denn wenn sie auch im S von Störungen abgeschnitten wird, so fallen doch die Grezzoni unter la Polla an der Marmorstraße zur Tacca Bianca bereits nach N ein. Im Westflügel der Mulde zeigen die Grezzoni meist normale Kontakte zu den Quarzphylliten wie etwa bei Gronda und ebenso zum Marmor mit der bekannten Wechsellagerung zwischen Grezzoni und Marmor.
Außerdem ist der Westflügel an vielen kleineren Störungen versetzt, die man als diagonale Seitenverschiebungen deuten kann. Sie können wegen ihrer geringen Translation nicht erfaßt werden, stellen aber im Grezzoni - Marmor Bereich eine Flexur dar, wie es am M. Pelato zu sehen ist. Hier ist gut zu beobachten, daß die starreren Grezzoni als Boudins in dem Marmor liegen.
Die Ostflanke ist dagegen wesentlich stärker ausgewalzt und zeigt nicht nur mit ihrer Marmorbrekzie tektonische Kontakte, sondern das häufige Fehlen der Anagenite deutet auf Gleitungen zwischen Grezzoni und Quarzphylliten hin. Diese stärkere Auswalzung im E ist verständlich, denn die anschließende Antiklinale ist stark ausgequetscht.

Die Muldenachse verläuft NNW - SSE und wird im S nach E abgebogen; die Achsenebene steht saiger oder fällt steil (70-80°) nach W ein. Die flexurartige Umbiegung im S endet in einer Störung nördlich der Case Henraux. Ein nur 10 - 20 m breites Quarzphyllitband schneidet hier die Synklinale des M. Altissimo von der Beutelmulde der Cervaiolo ab. Die Störung ist in bezug auf den M. Altissimo eine diagonale Seitenverschiebung, zugleich aber in bezug auf die Beutelmulde eine Aufschiebung. Diese Flexur der Synklinale läßt die Grezzoni an der Ostflanke bei Falcovaia tektonisch auskeilen, während sie am Südhang des M. Altissimo, auch bereits in der Umbiegung, noch gut 200 m mächtig sind.
Die leicht beutelartige Gestalt am Südende der Synklinale beruht also im wesentlichen auf dieser flexurartigen diagonalen Seitenverschiebung, an der die Beutelmulde der Carvaiole und die anschließende Synklinale des M. Cavallo weiter nach E geschoben wurde, bzw. die Synklinale des M. Altissimo nach W gerückt wurde.
Die Synklinale des M. Altissimo ist also U-förmig fast saiger stehend und an der Ostflanke leicht ausgewalzt, und wird im S an einer flexurartigen Diagonalseitenverschiebung("decrochement") gegen die Synklinale des M. Cavallo versetzt. Kleinere flexurartige Diagonalseitenverschiebungen sind in der Westflanke vorhanden wie z. B. am M. Pelato.

b) Die Synklinale des M. Corchia

Sie zieht vom M. Corchia bis Cardoso und hebt nach NW aus. Der SW-Flügel der Synklinale geht zwischen Guidi, Volegno und Valinventre in die Grezzoni-Marmor-Platte vom M. Alto und von Oreto über. Diese generell SE einfallende Platte gehört zusammen mit den Grezzoni-Marmor-Vorkommen am Südhang des Vezza Tales noch zu der großen Kuppel des Giardino Tales.
Der NE Flügel dagegen geht bei Pruno-Orzale in mehrere kleinere Sättel und Mulden über.
Im Muldenkern ist bis Antro di Corchia noch der Calcare selcifero anzutreffen, nach SE hin werden dann auch Serizit-Chlorit-Marmore, Kalkmergelschiefer der Scaglia und vor allem Macigno aufgenommen. Die M. Corchia-Synklinale ist also in ihrem an der

der Faltung beteiligten Umfang der Schichten wesentlich vollständiger als die M. Altissimo-Synklinale.
Die Muldenachse läuft am M. Corchia bis Franchino NW - SE, schwenkt dann in N - S bis NNE - SSW-Richtung ein und lenkt ab Guidi wieder in alte NW - SE-Richtung um. Die Synklinale ist in ihrer gesamten Erstreckung SW - W vergent. Während die Muldenachsenebene bei Pruno z. B. sehr steil ca. 70° NE einfällt, fällt sie sonst nur ca. 45 - 50° NE ein. Die Vergenz ist also ausgeprägt.
Am M. Corchia ist die Synklinale symmetrisch gebaut mit ca. 400 m Grezzoni und 300 m mächtigen Marmoren. Im Bereich des Höhenzuges von Frachino wird hier, wo die Muldenachse in N - S-Richtung auslenkt, der überkippte Flügel stark geplättet und gelängt. Diese Streckung und Plättung geht von der Foce di Mosceta aus und ist sehr schön an den Quarzeinsprenglingen der Metaquarzporphyre zu sehen. Sie geht zwischen Franchino und le Caselle soweit, daß der Marmor völlig verloren geht und Grezzoni nur noch als Fetzen übrigbleiben. Dies mag hier im wesentlichen tektonische Ursachen haben, ist aber in der Zone zwischen Pruno und Orzale mit einer Kondensierung der Schichtfolge gekoppelt.

Dort wo die Muldenachse wieder in SE-Richtung einschwenkt, verringern die Grezzoni im normal liegenden Muldenflügel plötzlich ihre Mächtigkeit auf 40 - 50 m. Da ebenfalls der Porphyrstock nördlich Levigliani, der dort isoliert in den Quarzphylliten steckt, auf der Verlängerung der Aufschiebung des NE-Flügels der Mulde bei Pruno liegt, kann man also annehmen, daß diese Aufschiebung sich bis in den Raum Levigliani durchpaust.
So besteht der Südwestteil der gesamten Synklinale aus einem flach einfallenden normal liegenden Flügel, auf den in der Nähe der Muldenachse der steil einfallende, überkippt liegende NE-Flügel an einer Aufschiebung emporgeschoben ist. Diese Aufschiebung zeichnet sich vielleicht bis zu den Metaquarzporphyren nördlich Levigliani noch außerhalb der Synklinale durch. Der mittlere Teil der M. Corchia-Synklinale lenkt in N-S-Richtung aus, bedingt durch einen starken Schub aus östlicher Richtung, der zur Plättung und Auswalzung des überkippten E-Flügels führte.

Eine symmetrisch gebaute SW-vergente Mulde liegt nur direkt am M. Corchia vor. Der Bau der M. Corchia Synklinale weicht also in den Teilbereichen wesentlich mehr voneinander ab als der der M. Altissimo-Synklinale.

3. Verschuppte Mulden im Autochthon

Schon bei der Beschreibung der M. Corchia-Synklinale wurde ersichtlich, daß auch die Muldenzüge nicht alle so symmetrisch gebaut sind, wie die M. Altissimo-Synklinale.

In weit größerem Maße ist nun der Muldenzug, der sich von Fosso di Antona über den M. Carchio und M. Costa bis in jenes kleine Marmorvorkommen am Talende von Val di Fondo am Südhang des M. Ornato hinzieht, von Aufschiebungen und Verschuppungen zu einer Zone mit unvollständiger Schichtfolge und zahlreichen Schuppen und Teilmulden zerlegt worden. Gleichfalls liegen südlich der Beutelmulde von Cervaiole zwei Teile eines überkippten Muldenflügels, die durch eine diagonale Seitenverschiebung voneinander getrennt sind. Sie gehören bereits zu der größeren Einheit der M. Cavallo-Synklinale.

a) Die Zone le Madielle und M. Carchio

Zu diesem Synklinorium im weiteren Sinne muß man als den normalen liegenden Muldenflügel die Grezzoni-Platte des M. Antona zählen. Diese Platte setzt sich bis zum M. Focoraccia fort, dort schalten sich allerdings ein Sattel und eine Mulde ein, die nach NW rasch ausklingen. Die nordwestlich des M. Focoraccia gelegene Mulde, die im Kern aus Marmor besteht, und deren Schichtbestand relativ wenig ausgewalzt wurde, endet zwar im SE an einer Störung, aber im NW steigt die Achse plötzlich steil an und hebt senkrecht aus, wie das sehr steile umlaufende Streichen beweist. Man könnte also diese Mulde auch als eine Schlingenbildung bezeichnen.
Diese große Grezzoniplatte zeigt im Gebiet des M. Antona normale Kontakte zu den basalen Metaquarzporphyren. Sie ist aber südlich des Fosso di Antona nur noch nahe der Straße vorhanden, wird von einer Aufschiebung gegen SW angeschnitten, die bei den Cave delle Madielle einen Calcare selcifero, der dolomitischen Partien enthält, aufschleppt. Dieser Calcare selcifero endet an

einer zweiten Aufschiebung im SW an dem Marmorblock, in dem sich die großen Marmorbrüche von le Madielle befinden. An der Aufschiebung wurden noch Phyllitfetzen der Permotrias hochgepreßt. Der steil einfallende Marmor von le Madielle wird westlich des Fosso delle Madielle in Richtung la Croce von Quarzphylliten überschoben. Dabei schalten sich am Fosso delle Madielle noch zwei überkippte Grezzoni-Marmorschuppen ein. Nach NW endet die Muldenzone, deren Kern hier der Marmor von le Madielle bildet, in einer Störungszone, die ein umlaufendes Schichtstreichen, wie es am Ende einer Mulde auftreten sollte, nicht mehr erkennen läßt.

Daß der Marmorblock von le Madielle im SE offensichtlich überkippt liegt, zeigt das Profil bei C. Marucetti. Wichtig ist für die Zone von le Madielle - C. Marucetti, daß die Abscherung der Grezzoni-Marmorschuppen von den Quarzphylliten Scherflächen folgt, die diagonal zur Schichtung verlaufen, während nach S hin, besonders südlich des M. Carchio, die ausgequetschten Mulden längs schichtparalleler Gleitflächen ausgelängt wurden.

In der folgenden Schuppe südwestlich von Ca. Marucetti liegt der Marmor normal auf den Grezzoni in der Nähe des Höhenzuges zwischen M. Focoraccia und M. Freddone. Marmor und Grezzoni lagern aber diskordant auf den Quarzphylliten. Dabei folgt diese Diskordanz einer Fläche, die nach NW die Grezzoni auskeilen läßt und die immer höhere Zonen des Marmors in Kontakt mit den Quarzphylliten bringt.

Der M. Carchio bildet eine NE vergente Marmormulde, die nur stellenweise noch Grezzoni erfaßt, nach NNW aushebt und sich nach SSE fortsetzt, wo sie durch diagonale Seitenverschiebungen zerschnitten ist. Nach SSE hin verengt sich die Mulde und die Achse streicht flach aus, leicht nach SSE ansteigend. Zugleich mit dieser Verengung der Mulde werden die Marmore von den Grezzoni aus Hauptelement des Muldenbaues verdrängt.

Diesem Muldenzug ist im SW noch einmal eine kleine Spezialmulde auf der Kammlinie vorgelagert.

In dieser Zone liegt nur eine Schuppe nordöstlich des M. Carchio in der bardiglioartiger Marmor auftritt. Die übrigen Marmorvorkommen entsprechen dem Typ Carrara. Hier liegen also keine Anzeichen einer Kondensation der Schichtfolge vor, sondern es

müssen starke Auswalzungen zu diesen verschuppten Mulden geringen Schichtumfanges geführt haben. Dementsprechend sind Normalkontakte, wie sie noch zwischen M. Antona und M. Focoraccia im liegenden Muldenschenkel anzutreffen sind, nicht mehr vorhanden. Trotzdem darf man die Auswalzung nicht überschätzen und die Quarzphyllite im W nicht zu einer parautochthonen Zone, der "Schuppenzone von Masse" zusammenfassen, denn die Muldenumbiegungen wie am M. Carchio sind noch nicht zerrissen und zu schichtparallelen Gleitflächen ausgewalzt.
In den Marmorbrüchen gegenüber von la Capella am Westhang des Serratales muß man die Verbindung der Muldenzone des M. Carchio zur Mulde des M. Costa sehen. Denn sie liegen einerseits im Streichen der Muldenzonen, werden andererseits von den Quarzkonglomeraten, Quarziten und Glimmerquarziten eingehüllt und weisen den gleichen ostvergenten Schuppenbau auf.
Man kann sie als ausgewalzte Marmormulde betrachten, in deren Liegendschenkel nur noch die Grezzoni auftreten. Also ist hier in Analogie zu den Verhältnissen zwischen M. Antona und M. Carchio der liegende normale Muldenflügel geringer ausgewalzt. Die Mulde endet im N und S an Störungen. Der Marmor ist hellgrau und dunkler gebändert. Er weist mit seinem Sedimentflügel nicht auf den Bardiglio von la Capella oder den bardiglioartigen Marmor von la Costa hin.

b) Die Mulde von la Costa

Sie ähnelt der des M. Carchio. Hauptbestandteil ist Marmor, nur an den Flanken treten Fetzen von Grezzoni auf. Der Kern ist Calcare selcifero, der jedoch nur wenige dünne Kiesellagen enthält. Genauso untypisch ist der Marmor, ein meist gestreifter bardiglioartiger Marmor, der sich aber von dem typischen Marmor der Übergangszone, der zu den Kalken mit Kiesellagen überleitet, durch seine grobe Bänderung unterscheidet.
Die Mulde ist etwa symmetrisch gebaut wenn auch der Liegendschenkel mehr ausgewalzt ist als der Hangendschenkel. Sie fällt in ihrer Achsenebene 50 - 60° W ein ist somit E vergent und streicht NNW - SSE wie die übrigen Teilmulden der gesamten Zone.

Diagonale Seitenverschiebungen begrenzen sie im N und S. In der Fortsetzung der Mulde von la Costa nach SSE liegen bei Vitoio und im Val di Fondo südlich des M. Ornato nach Marmorvorkommen, die dem Marmor von Typ Carrara gleichen.
So würde die gesamte Muldenzone eine Erstreckung von ca. 12 km von dem Calcare cavernoso im S bis etwa Antona im N haben.
Häufig ist die ursprüngliche Synklinale zu Schuppen zerdehnt worden oder nur noch eine Aufschiebung von Quarzkonglomeraten auf Phyllite.

c) Die Muldenreste zwischen M. Altissimo und M. Cavallo

Südlich der Beutelmulde von Cervaiole setzt die Synklinale des M. Cavallo ein. Die Muldenachse läuft in südlicher Richtung mit aufsteigender Tendenz, so daß sie südlich des F. Vezza nicht mehr verfolgt werden kann. Die Achsenebene steht bei Minazzana im S noch saiger, fällt am M. Cavallo bereits 40 - 50° W ein, und in den beiden Muldenresten ist die Achsenebene so weit gedreht, daß sie in der Rekonstruktion der Mulde 20° W einfällt.
Bei diesen beiden Muldenresten ist in der nördlichen nur noch der überkippte Muldenschenkel erhalten, während die südliche auch noch etwas Grezzoni an der Basis als Rest des Liegendschenkels aufweist. Eine Rotation der Muldenreste kann man folgern sowohl aus der Abscherung der Teilmulden, in deren Faltenbau nur Metaquarzporphyre, Grezzoni und Marmor einbezogen wurden, als auch aus der zunehmenden Kippung der Achsenebene vom M. Cavallo nach N. Dabei trat zwischen den beiden Muldenresten eine Reißfuge auf, die sich zu einer diagonalen Seitenverschiebung bei der weiteren Verformung entwickelte.
Die Zerscherung der Mulden erfolgte, nach der Lage der Gleitflächen zu urteilen, längs Reißspalten in der Muldenumbietung.

Abschließend kann man für die verschuppten Mulden feststellen: Sie kommen nur in streng begrenzten Zonen vor, die als stark ausgewalzte Synklinalen anzusprechen sind. Neben Mulden mit gut ausgebildeten Schenkeln, sind vorwiegend Mulden mit ausgewalztem Liegendschenkel oder Schuppen vorhanden, die entweder einem isolierten überkippten Hangend- oder normalen Liegendschenkel primärer Mulden entsprechen. Rotation der Muldenachsenebenen ist möglich. Diese Tatsachen deuten auf eine stark zusammengestaute

Biegefaltung der Dolomite und Marmore hin, die zwischen den einer Scherfaltung unterliegenden Phylliten zerrissen, boudiniert und ausgewalzt wurde.

4. Beutelmulde und Pilzsattel bei Cervaiole

Cervaiole ist eine Felsnase, die dem M. Altissimo im S vorgelagert ist. Die Marmore bilden die Bergkuppe und Grezzoni die Steilwände im W und SW. Beide zeigen umlaufendes Streichen. Das Einfallen weist eine beutelförmige Mulde nach. Hinzu kommen große Aufschiebungen im N, E und S, wie sie für eine solche Struktur typisch sind.
Die große Nordaufschiebung ist durch ein nur wenige Meter breites Phyllitband von der Diagonalverschiebung des M. Altissimo getrennt, wie man es hinter den C. Henraux beobachten kann. Die Aufschiebungen im E walzten die Grezzoni stark aus und schuppten noch Phyllitfetzen in sie hinein. Die Südaufschiebung schiebt die Grezzoni der südlich gelegenen Teilmulde gegen den Marmor der Cervaiole empor und zertrümmert ihn auf einer Breite von 20 - 50 m zu einer groben tektonischen Brekzie, in der Blöcke überwiegen. Sie ist nachträglich durch die Metamorphose soweit verfestigt worden, daß sie bedingt zum Abbau geeignet ist, aber offensichtlich erfolgte die Brekzienbildung nicht mehr praekristallin bis synkristallin wie bei den Brekzien an der Basis des Marmors und in den Muldenumbiegungen, sondern etwas später syn - postkristallin, denn allzu häufige Risse längs der Grenzen der Bruchstücke führten zur Stillegung des Abbaues.

Der Pilzsattel liegt nordöstlich der Beutelmulde, ist im Gegensatz zu ihr morphologisch eine Senke, da er aus Quarzphylliten der Permotrias besteht.
Infolge der Abschiebungen sind die Grezzoni besonders im W und S nur unvollständig vorhanden. Nach NNW geht der Pilzsattel in eine schmale Antiklinale über, die fortschreitend nach N ausgequetscht wird.
Dieses Phänomen einer Beutelmulde und eines Pilzsattels spricht für eine intensive Einengung der Apuaner Alpen im Autochthon. Ferner liegt diese Erscheinung genau dort, wo der ostvergente Faltenbau der westlichen Apuaner Alpen mit den westvergenten Falten der östlichen Apuaner Alpen zusammenstößt. In der glei-

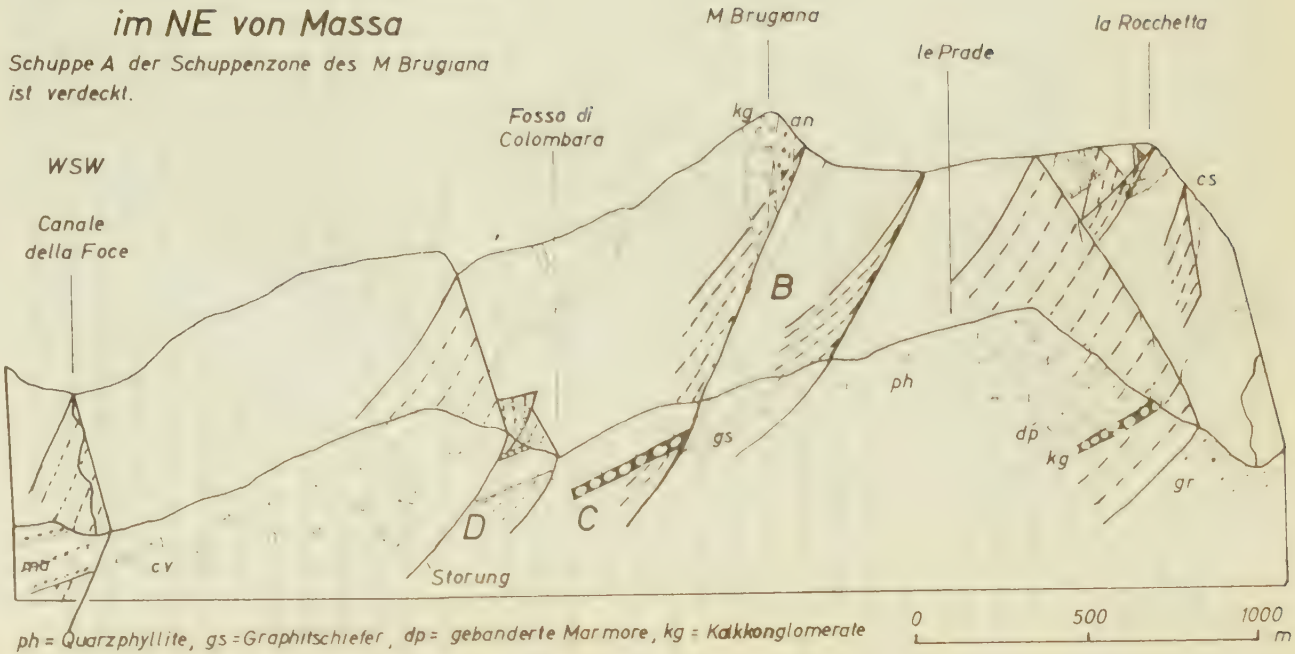
chen Position liegt die Synklinale des M. Altissimo und daraus erklärt sich die Saigerstellung der Achsenebene. Keineswegs kann man solche Gegebenheiten als eine sekundäre postorogenitische leichte Faltung bei der Hebung des Gebirges abtun, wie es P. DE WIJKERSLOOTH tat. Auch H. G. WUNDERLICH nahm aus alleiniger Kenntnis des Westteils des Gebirges einen stark ostvergenten ausgewalzten Faltenbau an, der sogar zu liegenden Falten führt. Solche entgegengesetzten Vergenzen, die bereits untergeordnet im Westteil erscheinen, glaubte er mit Flexuren in der Nähe der Westrandabschiebungen erklären zu können.
Vielmehr zeigen gerade die Verhältnisse im Zentrum des Autochthons, daß eine zweiseitig ausgerichtete Verengung mit engegengesetzter Vergenz hier in nähere Erwägung gezogen werden muß.

5. Der Schuppenbau am M. Brugiana

Wie bereits im Kapitel Stratigraphie erwähnt wurde, sind die gebänderten Marmore von P. DE WIJKERSLOOTH und J. SCHMEDDING als letzten Bearbeitern dieser Zone zusammen mit den ähnlich aussehenden bardiglioartigen Marmoren der Übergangszone ins Callovien-Tithon gestellt worden. Somit mußte man eine Einschuppung der jüngeren Marmore zwischen den älteren Calcare cavernoso und die älteren Grezzoni einfach annehmen. Durch die hier vorgenommene Einstufung der gebänderten Marmore in Anis-Ladin wird eine solche Beweisführung hinfällig.
Tektonisch ergeben sich vier Schuppen, die im wesentlichen aus jenem Marmor aufgebaut werden.
Ihre normale oder inverse Lage kann man mit Hilfe der Konglomerate des Kerns recht einfach bestimmen. So folgt von SW nach NE auf eine normal liegende Marmorschuppe eine invers liegende, dann wieder eine normal liegende und zuletzt eine invers liegende. Die im äußersten SW im Fosso Colombara liegende Schuppe D ist nur in geringem Umfange aufgeschlossen. Nach NW hin jenseits des Fosso Carrione werden alle Schuppen immer mehr miteinander vermengt und keilen zwischen Calcare cavernoso und Grezzoni aus. Die restlichen 3 Schuppen lassen sich also im NW nicht genau unterscheiden. Offensichtlich werden sie hier ausgewalzt.

Blockbild des Schuppenbaus im NE von Massa

Schuppe A der Schuppenzone des M Brugiana ist verdeckt.



ph = Quarzphyllite, gs = Graphitschiefer, dp = gebanderte Marmore, kg = Kalkkonglomerate
an = Quarzkonglomerate, cv = Calcare cavernoso, gr = Grezzoni, cs = Calcare selcifero
ma = Macigno

Der bei la Freddana in inverser Position auftretende gebänderte Marmor läßt sich bereits in die Mulden von Piastrone, also ins Autochthon im engeren Sinne mit einbeziehen und kann als südöstliches Äquivalent der Schuppe A gelten.
Man ersieht aus den tektonischen Beobachtungen, sowie aus den sedimentären Übergängen zwischen Graphitschiefern und Marmor, aber auch aus den noch gut erkennbaren Kalkkonglomeraten, daß hier im Vergleich zu den verschuppten Mulden des Autochthons eine verhältnismäßig geringe Beanspruchung des Materials und dementsprechend eine schwächere Auswalzung vorliegt.

6. Die Zone von la Rocchetta

Sie umfaßt nur ein Areal von 0,5 km^2 in der Umgebung des Berges la Rocchetta. Viele kleine Störungen und Schuppen lassen keine stratigraphische Abfolge mehr erkennen. In einer Matrix von Phylliten, Tonschiefern und Graphitschiefern liegen Schollen von gebänderten Marmoren, in Kalkphylliten umgewandelte Kalkkonglomerate, Grezzoni, Marmore vom Typ Carrara und Calcare selcifero. Interessant ist der Metaquarzporphyr, der die eigentliche Bergspitze la Rocchetta bildet. Er wurde zwischen den Calcare selcifero hineingepreßt. Hier zeigt sich deutlich das diapirische Verhalten der Phyllite, daß diese bei einer allseitigen Verengung aufweisen, sofern sie nicht durch mächtige kompetenten Schichten zu einer Scherfaltung gezwungen werden.

7. Der Faltenbau zwischen Massa und Pietrasanta

Großtektonisch bildet diese Zone eine stark ostvergente Antiklinale, besonders zwischen Massa und Strettoia. Südlich Valecchia sind die Anzeichen für die Annahme einer solchen Antiklinale nicht mehr ausreichend. Hier tritt jedoch das Problem auf, wie sich diese Phyllite des westlichen Antiklinalenzuges, die durch die Mulden von la Costa bzw. Aufschiebungen stets von der großen Kuppel des Val di Giardino gut getrennt sind, in ihrer südlichen Fortsetzung bei Pietrasanta und Capezzano zu den Quarzphylliten im Fenster von S. Anna verhalten. Denn einerseits muß man die Quarzphyllite bei S. Anna mit denen der Schuppe I des Parautochtons der Schuppenzone von Stazzema verbinden, andererseits liegt es genau so auf der Hand, daß sich diese Quarzphyllite

nach Pietrasanta und Val di Castello fortsetzen. Es ist also eine zunehmende Autochthonie gegen W zu beobachten.
Das gleiche Problem der Autochthonie am Westrand taucht in veränderter Form bei Massa auf. Zwischen Massa und Castello Aghinolfi werden bereits häufig westvergente Falten im Meterbereich beobachtet. Sie wurden auf Rückfaltung nach R. STILLE zurückgeführt oder als postparoxysmale Falten von P. DE WIJKERSLOOTH gedeutet oder wurden im Zusammenhang mit Postorogenitischen Störungen von H. G. WUNDERLICH in der Weise interprtiert, daß sie als ursprünglich ostvergente Falten heute auf postorogenen Flexuren liegen und so ihre Westvergenz nur auf einer späteren Kippung beruht.
Diese Falten zeigen knickartige Umbiegungen in den Sätteln und Mulden, einen steil ENE einfallenden, kurzen, überkippten Schenkel und einen flach ENE einfallenden, langestreckten, normal liegenden Schenkel. Ihre Größe im Meterbereich und ihr Streichen parallel dem Hauptstreichen der Großachsen, die z. B. bei Castello Aghinolfi - Prato dem gleichen langgestreckten, ziehharmonikaartigen westvergenten Faltentyp zeigen, schließt die Annahme aus, sie wären bei späteren sekundären Faltenphasen geringer Intensität entstanden. Auch wenn man Flexuren in der Nähe der Randabschiebung annimmt, kann man sie nie durch einfache Externrotation in ostvergente Falten transformieren. So bleibt also nur die Möglichkeit übrig, sie in die Hauptfaltung zugleich mit der Entstehung der Mulden und Sättel einzuordnen.
Ferner kann eine solche Westvergenz nicht nach G. MERLA's Theorien gravitativer Gleitungen in Richtung E erzeugen. Es ist auch sehr fraglich, ob der stratigraphisch gesehen an seinem normalen Platz liegende Calcare cavernoso hier wirklich allochthon ist. Diagonale Seitenverschiebungen, die vom Calcare cavernoso bis in die Quarzphyllite der Permotrias hineingehen, weisen darauf hin, daß beide Gesteine der gleichen gebundenen Tektonik unterlagen. Es erschien daher in diesem Falle zweckmäßiger, den Calcare cavernos noch zum Autochthon hinzuzurechnen.
Man kann also im Gegensatz zu früheren Ansichten sagen, daß im W keine parautochthonen Zonen bestehen, die mit denen im Ostteil des Orogens vergleichbar wären. Vielmehr ist nach W hin eine zunehmende Autochthonie zu beobachten.

8. Die Schuppe von Gerbassoio

Gerbassoio wird der Nordhang des M. Freddone genannt. Der hier aufgeschlossene Marmor weist fast nur diskordante Kontakte zu seinen Nebengesteinen auf. Lediglich bei Campaccio im Turrite Secca zeigt er im Liegenden einen normalen Übergang in den jüngeren Calcare selcifero, liegt hier also überkippt. Den SW-Rand der Schuppe von Gerbassoio bildet eine Aufschiebung, die von der Westseite bis zur Südseite den Marmor auf immer ältere Serien überschiebt, also beginnend mit dem Macigno bei Campagrina und in der Nähe des M. Freddone mit den permotriadischen Quarziten und Quarzphylliten endend. Dabei kann diese Aufschiebung noch teilweise in mehrere kleinere aufgespalten sein, wie die wiederholte Abfolge von Marmor und Scaglia längs der Straße zwischen dem Tunnel von Cipollaio und dem Turrite Secca zeigt. Würde man für die gesamte Schuppe eine überkippte Lagerung annehmen wie sie bei Campaccio existiert, so wäre sie in bezug auf die normale liegende Abfolge am M. dei Ronchi der gelöste Hangendschenkel einer SW-vergenten Mulde, der aber seine größte Überschiebungsweite im S dort, wo er die permotriadischen Sedimente überschiebt, erreichen würde. Dies ist eine Deutung der tektonischen Verhältnisse, wie sie sich von den Aufschlüssen im S her anbietet. Die nördliche Fortsetzung der Schuppe liegt bereits im Gebiet von W. D. HARTUNG. Im E am M. Freddone geht die Schuppe in einen komplizierten Muldenbau über, der gesondert behandelt werden will.

Die Schuppe von Gerbassoio ist nun an einer W-E-Störung, die vom Canale delle Gobbie bis B. Ravelunghe auf halber Hanghöhe von Gerbassoio entlangläuft und nach Osten in eine Aufschiebung übergeht, in einen nördlichen und südlichen Teil aufzugliedern. Der südliche Teil fällt etwa 40 - 50° N ein, streicht E-W und ist von Störungen und Aufschiebungen kleineren Ausmaßes so stark bis in sein Interngefüge zerrüttet, daß sich ein Marmorabbau kaum lohnt.

Der Nordteil dagegen bildet eine Mulde, strenger gesagt eine Mulde in der überkippten Scholle, die vielleicht der gelöste inverse Schenkel einer größeren Synklinale ist.

Nicht nur bei der dieser großen Schuppe oder Marmorscholle fällt das EW-Streichen auf, ebenfalls auch in der Zone zwischen M. Freddone und Puntato, und am Colle di Cipollaio.
Versucht man nun anhand der Scholle den Ablauf der Verfaltung zu rekonstruieren, so stellt man fest, daß dieses EW-Streichen nicht auf eine frühe Phase der Faltung zurückzuführen ist, sondern erst in einem verhältnismäßig späten Stadium der Faltung ausgebildet wurde. Wenn man von einer gebundenen Tektonik ausgeht, so sollte das apennine Hauptstreichen in den großen Synklinalen bei der Anlage sämtlicher Großmulden vorhanden gewesen sein, also auch bei der zwischen M. dei Ronchi und Turrite Secca. Erst bei allzu starker Einengung zerriß die Mulde, der überkippte Schenkel wurde gelöst, aufgeschoben und dann erst als Scholle in E-W-Richtung gedreht und weiterhin leicht verfaltet, so daß sogar noch eine Mulde in dieser Scholle wieder angelegt wurde. So ist dieses E-W-Streichen bedingt durch die Trogbegrenzung des Orogens im NW bzw. SE. Denn die Dehnung Faltenzüge wurde zunächst durch ein Auf- und Abtauchen der Faltenachsen und durch diagonale Seitenverschiebungen aufgefangen, führte schließlich aber zu Anlage von Nebenachsen etwa senkrecht zum Streichen der Hauptachsen. In diesem Stadium konnte sich der gelöste Hangendschenkel einer Mulde, denn damit kann man die Schuppe von Gerbassoio vergleichen, wesentlich gleichmäßiger in E-W-Richtung einordnen als der noch stärker an seine straitgraphische Position gebundene Liegendschenkel, etwa der Grezzoni - Marmorzug des M. dei Ronchi.
Wäre es aber umgekehrt, daß zunächst ein "alpines" E-W-Streichen angelegt wurde, so könnte man die lokale Beschränkung der Nebenachsen nicht erklären, sondern müßte eine Durchpausung der primären Strukturen im ganzen Gebiet erwarten.

9. Die Zone zwischen M. Freddone und Puntato

An der Südflanke des M. Freddone liegen steil nach N einfallend Serizit - Chlorit - Marmore, Kalkschiefer der Scaglia, dann Grezzoni und wieder Kalkschiefer, normale Marmore und Grezzoni.

Alle zusammen bilden eine südvergente Mulde, die mit E-W-Richtung am M. Freddone beginnt und mit NW-SE-Richtung bei Puntato endet.

Im Muldenkern wurde am M. Freddone eine schmale Grezzonischuppe durchgespießt. Dagegen ist die Mulde in der Gegend von Puntato ohne solche Komplikationen. Hier wurden sowohl im SW wie NE noch die Quarzphyllite und Quarzite in den Muldenbau mit einbezogen, wenn auch am NE-Flügel der Mulde nur spärliche Vorkommen von Quarzphylliten aufgeschlossen sind. An einer Störung nach S versetzt, läßt sich diese Mulde noch ein kurzes Stück weiter verfolgen. Hier südlich der Häuser von Puntato sind bereits die Grezzoni ausgequetscht und an der folgenden Störung im SE setzt die Mulde ganz aus.
Im W sind auf dem Höhenzug zwischen M. Freddone und Foccioboli noch zwei Schuppen der Mulde des M. Freddone im S vorgelagert. Die nördliche besteht aus Grezzoni und Scaglia, und die südliche enthält dazu noch Quarzite und Glimmerquarzite der Permotrias. In der letzteren schiebt sich die Scaglia unter den Grezzoni nach S vor, und trennt sozusagen als Gleithorizont die Glimmerquarzite der Permotrias bei Focciomboli.
Diese komplizierten Schuppen und Mulden am Südhang des M. Freddone, die mit den Aufschiebungen von Kalkschiefern der Scaglia am Osthang ineinandergreifen, setzten sich im SE in Grezzoni-Marmor-Schuppen und in tektonischen Brekzien bei C. Simi bis an die große E-W-verlaufende Randstörung fort, die den saiger stehenden oder steil nach N einfallenden Grezzoni - Marmor - Komplex, der den hangenden Schenkel ein ausgepreßten Antiklinale im Anschluß an die M. Corchia Synklinale bildet, gegen die Schuppenzone von Isola Santa abgrenzt.
Die Zone zwischen M. Freddone und Puntato liegt in Gestalt von Schuppen und Mulden teils im Autochthon, teils an der Grenze zur Schuppe von Gerbassoio und zum Teil bereits in der Schuppenzone von Isola Santa.

10. Die Zone zwischen Foce di Mosceta und Ranocchiaia

An der Foce di Mosceta zwischen M. Corchia und Pania della Groce stoßen Autochthon und Pania - Einheit aneinander. So gehören die Metaquarzporphyre mit ihren Tuffen und die Graphitschiefer noch zur Synklinale des M. Corchia und die Rauchwacken und tektonischen Brekzien des Calcare cavernoso bereits zur Pania - Einheit. Dazwischen liegt direkt am Joch eine nur 50 m breite Zone, in der sich

die Schuppenzone von Isola Santa mit der Schuppenzone von Stazzema verbindet. Hier tritt neben bardiglioartigen Marmoren eine grobe Grauwacke des Macigno auf, die so stark durchbewegt wurde, daß die verbackenen Bruchstücke mit ihren Zwischenräumen makroskopisch den Eindruck erwecken, es handele sich um ein Agglomerat vulkanischer Entstehung. Ebenso zeigen die bardiglioartigen Marmore starke innere Spannungen. Des weiteren können sich Kalkphyllite und Graphitschieferfetzen in dieser Zone befinden. Hier wird also das Parautochthon, das im Raum von Isola Santa und Stazzema 1000 - 1500 m mächtig wird, praktisch vollkommen ausgewalzt zwischen der Pania-Scholle und der M. Corchia-Synklinale.
Wie schnell sich das tektonische Bild ändern kann, sieht man bei Ranocchiaia. Hier liegen über Graphitschiefern bereits nicht verschuppt Grezzoni und dann bardiglioartige Marmore, Calcare selcifero, Serizit - Chlorit - Marmore und an einer Stelle noch Macigno übereinander, nur an einigen ungefähr rechtwinklig zueinander verlaufenden Störungen gegeneinander versetzt.
Es befindet sich also nur 500 m südlich der Foce di Mosceta eine Dolomit- und Marmorplatte, die zwar an Störungen zerbrochen ist, aber nicht mehr diese extreme Auswalzung wie die Sedimente an der Foce di Mosceta erkennen läßt. Im Canale di Deglio ist dann bereits 150 m mächtiger Macigno aufgeschlossen.

11. Die Zone von Pruno - Orzale

Diese Zone weist eine geringmächtige Abfolge von Nor-Sinemurien auf. Es tritt eine Kondensation der Schichten ein, die besonders die Marmore des Hettangien, den Calcare selcifero und die Serizit-Chlorit - Marmore betraf. Diese geringmächtige, kompetente Schichtfolge konnte entsprechend dem Gesetz der Stauchfaltengröße Falten mit weitaus kleinerer Größe hervorbringen, als sie sonst in den mächtigen Grezzoni - Marmor-Komplexen üblich sind. In den Muldenkernen, so bei Culicchiaia sind noch Macignofetzen mit eingefaltet, dagegen war es den Phylliten häufig möglich, in den Sattelumbiegungen die kompetenten Marmore und Dolomite zu durchbrechen. Dabei können die Phyllite an den Grezzoni in starkem Maße abgeschert sein und sie und auch den Marmor noch mitverschleppt haben, so daß im Extremfall wie bei le Caselle der

Calcare selcifero mit einigen Grezzonifetzen an der Basis auf Graphitschiefern schwimmt.
Die Achsen tauchen rasch auf und ab und das Vorherrschen von Mulden weicht sehr schnell einem Vorherrschen von Sätteln. Die Achsenebenen streichen überwiegend NW - SE und sind SW vergent. Die Profile 27 und 30 vermitteln eine gute Anschauung der Tektonik dieser Zone. Hinzu kommen zahllose Diagonalseitenverschiebungen. Außerdem sind Achselelemente ausgebildet, die NE - SW streichen. Hier ist besonders jene Mulde unterhalb Agostini etwas über der Talsohle zu erwähnen, die sich aus Calcare selcifero, bardiglioartigen Marmoren und Grezzoni aufbaut und vollkommen abweichend mit ihrer Achse 40^{0} verläuft und nach NE abtaucht. Solche Achsen konnten mehrfach eingemessen werden.
Wohl ist in dieser Zone noch ein geschlossener Faltenbau vorhanden, aber die Gleitungen der Phyllite und des Macigno auf der Scaglia und freischwimmende Schollen von Calcare selcifero auf den Graphitschiefern erleichtern die Vorstellung, daß sich aus einer Zone mit einer so geringmächtigen kompetenten Schichtfolge parautochthonen Schuppen entwickeln können, in denen wirr verfaltete Phyllite bzw. in sich verschuppte Macignopakete vorherrschen.

IV. Das Parautochton

1. Einleitung

Das Parautochton zeigt diskordante Kontakte im Liegenden und Hangenden, besteht in den Gebieten von Isola Santa und Stazzema aus anscheinend ungeordneten Verschuppungen ohne jegliche stratigraphische Abfolge oder bei S. Lucia aus einer tektonischen Einschaltung weit jüngerer Sedimente in einer scheinbar normalen stratigraphischen Abfolge. Hinzu kommt als weiterer Typ des Parautochthons die Pania della Croce, die als starre Scholle zwar wenig in ihrem stratigraphischen Verband gestört ist, aber aus dem Verband zu ihrer Umgebung ebenfalls gelöst ist.

2, Die Schuppenzone von Isola Santa

Sie umschließt ein Areal, das überwiegend aus Macigno, Serizit - Chlorit - Marmoren und Kalkschiefern mit Kalkmergelschiefern der Scaglia besteht. Nur in einer schmalen Zone über die Foce di Mosceta hat sie Verbindung mit der parauthochthonen Zone von Stazzema. Sonst grenzt sie im S mit Macigno gegen das Autochthon an einer steilstehenden Störung, überschiebt es aber bei Puntato und im W sind Scaglia und Macigno in westlicher Richtung an der Schuppe von Gerbassoio aufgeschoben, und werden zugleich durch südvergente Aufschiebungen der Schuppe con Gerbassoio in kleinere Schuppen und Fetzen zerlegt.
Im NW grenzt sie an vielen Störungen und Aufschiebungen gegen die Marmore vom Typ Carrara, Serizit - Chlorit - Marmore und Kalkschiefer der Scaglia des Autochthons. Im E und SE sind die tektonischen Brekzien des Calcare cavernoso bzw. direkt die Grezzoni und die massigen Kalke der Pania-Einheit aufgeschoben worden. Als Horst ragen die tektonischen Brekzien bis il Rondone in die Schuppenzone von Isola Santa hinein, und teilen sie in eine Nord- und Südzone.
Begeht man ein Profil längs der Straße im Turrite Secca, so ergibt sich folgendes: Schwarze Grauwackenschiefer des Macigno von geringer Mächtigkeit liegen auf der Scaglia im Ort Isola Santa. Darüber folgen Calcare selcifero, der an seiner Basis bereits als bardiglioartiger Marmor ausgebildet ist, und Mergelschiefer der Scaglia, zusammen etwa 80 m mächtig und SW einfallend. Dann folgt

Macigno, der hier häufig als Kalksandstein auftritt und schwarzgraue Farben zeigt.

In dem Macigno befinden sich zwar mehrere kleine Aufschlüsse von Scaglia, aber erst hinter der S-Kurve nördlich Pizzorno liegt wieder der Calcare selcifero über einer Linse von Scaglia, die radiolaritische Partien aufweist. Dieser schwarze Kalk weist nur dünne aber sehr regelmäßig angeordnete Kieselbänder auf, ist leicht verfaltet, besser gesagt nur gewellt, und taucht nach SE mit seinen Faltenachsen unter die tektonischen Brekzien der Pania Überschiebung ab. Hier ist die Pania-Einheit auf den Calcare selcifero mit einem Einfallen von 60° sehr steil aufgeschoben, aber Störungen sind hier nur in geringerem Umfang von Bedeutung, und man kann nicht wie R. NARDI die Strukturen längs des Turrite Secca als eine diagonale Seitenverschiebung deuten.
Hier im N ist also die Schuppenzone verhältnismäßig unkompliziert. Zwischen einer normal liegenden Schuppe von Calcare selcifero und Scaglia im W und einer überkippt liegenden Schuppe dergleichen Kalke im E liegt der Macigno, in den an wenigen Stellen Scaglia eingeschuppt wurde. Man kann annehmen, daß diese Folge von Schuppen aus einer Mulde mit großen Macignomächtigkeiten hervorgegangen ist.
Das Südgebiet der Schuppenzone von Isola Santo ist dagegen heterogener zusammengesetzt und von anderer Bauart.
Im Westen sind auf die Quarzite, Glimmerquarzite und Quarzphyllite bei Puntato von NNE her mehrere Schuppen von Macigno, Kalkmergelschiefern der Scaglia und Serizit - Chlorit - Marmoren aufeinandergeschoben.
Dagegen liegen in den Grauwacken des Macigno im Osten Schuppen von bardiglioartigen Marmoren und Serizit - Chlorit - Marmor, die nach E und SW oder auch nach NE, wie am M. Bavaio, einfallen, also bereits in ihrer Vergenz von der Pania-Einheit beeinflußt sind. Sie sollen als Schuppen von Colle.di Favilla im anschliessenden Kapitel behandelt werden.

3. Die Schuppen von Colle di Favilla

Auf dem Kamm nördlich der Häuser von Colle di Favilla liegen bardiglioartige Marmore, die ca. 50 m mächtig, N - S streichen und 40° E einfallen. Im Liegenden und Hangenden treten wenige Meter mächtige Serizit - Chlorit - Marmore und Kalkmergelschiefer der Scaglia auf. Verfolgt man diese Marmore nach S bis in den Canale delle Verghe, so beobachtet man, daß sie zu Schubfetzen an der Pania Überschiebung werden. Verfolgt man die Marmore nach NW auf dem Kamm weiter, so schwenken sie allmählich in ein NE - SW-Streichen um und fallen nach SW ein. Kurz vor dem Horst von il Rondone keilen sie aus.
Am SE-Hang, stellenweise nur durch 1 m Macigno getrennt, begleitet diese Marmorschuppe eine gleichartige, die nur im Hangenden Serizit - Chlorit - Marmore enthält.
Ebenfalls am NW-Hang des Höhenzuges von Colle di Favilla befinden sich noch keonere Marmorfetzen im Macigno. Westlich des Fosso Rimondina stehen 500 m südlich Pizzorno bardiglioartige Marmore und Scaglia, stets nur wenige Meter mächtig, in einer sich dreimal wiederholenden Wechselfolge an. Solche Marmorschuppen lassen sich am Hang des M. Bavaio bis unter die Überschiebung der Pania-Einheit verfolgen, gehen also auch hier wie an der Foce di Mosceta in Schubfetzen an der Basis der Pania-Überschiebung über.
Im Ostteil der Schuppenzone von Isola Santa treten neben dem Macigno vorwiegend bardiglioartige Marmore so bei Colle di Favilla auf, im Westen dagegen herrschen Verschuppungen von Macigno, Scaglia und Serizit - Chlorit - Marmoren vor, während der Norden von den Macignoschuppen einer zerkneteten Mulde mit randlichen Schuppen von Calcare selcifero beherrscht wird. Alle drei Teilbereiche weisen jedoch keine Schubfetzen oder Schuppen der vorjurassischen Grezzoni und Phyllite auf. Diese Schuppenzone ist hier also nicht so tief abgeschürft worden, wie die Zone von Stazzema.

4. Die Schuppenzone von Stazzema

Sie ist in ihrem Aufbau durch Scaglia, Macigno und Quarzphyllite gekennzeichnet. Die zur Bruchtektonik neigenden harten Dolomite sind nur gering verbreitet. Auch ist der im Autochthon Fließfaltung zeigende Marmor seltener als die harten Quarzite und Metaquarzporphyre.

Besonders die Grezzoni waren als Härtlinge frei beweglich und glitten in den weicheren Sedimenten willkürlich umher, oft von einem Schmierhorizont von Phylliten und Schiefern umgeben. Sie liegen zwar zum größten Teil an der Basis oder in den Quarzchloritphylliten, von denen sie ursprünglich mitgeschleppt wurden, können aber auch in den Kalkmergelschiefern der Scaglia oder sogar in den Grauwacken des Macignos stecken.
Im einzelnen kann man nun fünf Schuppen unterscheiden. So folgen über dem autochthonen Macigno, der auch bereits mit tektonisiertem Kontakt auf den älteren Serien liegt, als Schuppe I die permotriassischen Quarzphyllite und Quarzchloritphyllite vermengt mit Grezzoni und Fetzen von Scaglia an der Basis. Als Schuppe II folgt ein Macignopaket, in das stellenweise die Grezzoni hineingepreßt wurden, besonders in der Umgebung von Farnocchia. Die Schuppe III besteht aus Kalkmergelschiefern der Scaglia, Sandkalken und auflagerndem Macigno. Ihn könnte man mit der gleichen Berechtigung als Selbständige Schuppe anführen oder an die Schuppe IV anhängen, denn die Kontakte zur Scaglia sind im Liegenden wie im Hangenden gleichermaßen tektonischer Natur. Die Schuppe IV besteht ebenfalls aus Scaglia und Macigno, der sich vorwiegend aus Kalksandsteinen, mergelig - sandigen Schiefern und Grauwackenschiefern zusammensetzt. Die Schuppe V liegt unter dem M. Forato und der Pania della Croce und enthält permotriassische Quarzphyllite, Quarzite und Phyllite.
Die Schuppe I reicht von Cardoso und Stazzema bis tief in die Täler des Canale delle Radice und Canale d'Angino unter den M. Lieto hindurch bis in das Fenster von S. Anna. Während die übliche Mächtigkeit der Schuppe bei 200 - 300 m liegt, stellenweise sogar 400 m, sinkt sie im Bereich von Foce S. Anna, la Porta und la Fossa, also in ihrem Nordteil auf 20 - 100 m ab.

Die weitere Fortsetzung der Schuppe I nach W wären die autochthonen Quarzphyllite der Zone Massa - Carrara. Die Schuppe I ist, extrem formuliert, eine zur Schuppe ausgewalzte Antiklinale, mit nordostwärts gerichtetem Bewegungssinn. Hinweise auf eine solche ehemalige Falte oder eine liegende Falte erhält man nicht mehr. Denn die Quarz - Chlorit - Phyllite zeigen keine Großfaltung und die Grezzoni, die bemerkenswerterweise nicht in den Quarzphylliten im Fenster von S. Anna auftreten, sind ohne stratigraphischen Verband zu ihnen. Zum Beispiel sind sie oft randlich von Scaglia umgeben.
Auch in die Schuppe II, die ein mächtiges Macignopaket darstellt, wurden noch zwischen Stazzema und Farnocchia Grezzoni - Blöcke hineingeschuppt, umgeben von Scaglia. Diese Schuppe zieht sich von Farnocchia über Pomezzana, unterhalb des Procinto und des M. Forato bis zur Foce di Mosceta hin, wo einige Macigno Fetzen zur Schuppenzone von Isola Santa hinüberleiten. Hier im Norden der Schuppe liegen noch an der Aufschiebung zum Autochton Fetzen von bardiglioartigen Marmoren, wie sie weitaus häufiger in den Schuppen von Colle di Favilla auftreten.

Die Schuppe III, nur unter der Überschiebung des Calcare cavernoso im Süden von Farnocchia und Pomezzana verbreitet, wird nach Norden von einer WSW - ENE laufenden Aufschiebung abgegrenzt. Südlich der Aufschiebung kann stellenweise der Macigno der Schuppe II oder die Schuppe I wie z. B. bei Pera noch aufgeschlossen sein. Hier bei Pera sieht man, daß der Versatz der Grenze von Schuppe I zu Schuppe II an der Aufschiebung nur 100 m beträgt. Einige Messungen von Fältelungslinearen in der Schuppe III ergaben ein Streichen der Lineare parallel zur Aufschiebung, ein Hinweis auf die gebundene Tektonik, die zur Schuppenbildung führte.
Die Schuppe IV zieht unterhalb des M. Gevoli nach S. Rocchino, taucht im Fenster von Casoli und Grotta al Onda wieder auf, und ist als schmales Band nur zusammenhängend unterhalb des M. Matanna, des Porcinto und des M. Forato anzutreffen. Westlich einer Störung in der Nähe des M. Gevoli tritt der Macigno der Schuppe III nicht mehr auf, Kalkmergelschiefer der Schuppe IV liegen auf gleichartigen der Schuppe III. Nur die Sandkalke und kieseligen Serizit - Marmore von la Mandria zeigen, daß hier

ein Hiatus besteht. Die Schuppe V ist nur bei Ca. Santarelli und unter dem M. Forato bei C. Colleoni und C. Pucci verbreitet. Sie setzt sich nach Osten fort bis in das Fenster von Fornovolasco. Lithologisch lassen sich ihre Quarzphyllite mit den Quarzchloritphylliten der Schuppe I parallelisieren. Aus tektonischer Sicht ist ihre enge Bindung an die Panie-Scholle wichtig, doch darf man nicht verkennen, daß sie mit dieser keine stratigraphischen Kontakte, die nur tektonisch überprägt sind, gemeinsam hat. Denn die bardiglioartigen Marmore oberhalb C. Santarelli und die Scaglie bei C. Colleoni, die sich zwischen den Quarzphylliten und den Calcare cavernoso der Panie noch einschalten, beweisen, daß es sich um eine selbständige Schuppe handelt. Diagonale Seitenverschiebungen, die im großen und ganzen N - S verlaufen, kann man vom Autochthon bis in die Schuppe II verfolgen. Dies schließt zumindest für die Schuppe I und II eine gravitative Gleitung aus. Ebenso unwahrscheinlich ist dieser passive Transport bei der Schuppe III. Desgleichen sind die in den starren Macigno der Schuppe II hineingebohrten Grezzoni der Schuppe I ein Argument gegen die Theorie, daß die Entstehung des Parautochthons auf gravitativen Gleitungen beruhen soll.

Hinweise auf eine schwächere Metamorphose sind nur in der Schuppe IV anzutreffen.

5. Die Schuppe von S. Lucia

Sie besteht aus Grauwackenbänken des Macigno, der sehr wenig metamorph überprägt ist. Dieser Macigno ist eingeschaltet zwischen den Calcare cavernoso und die Quarzphyllite, wie es deutlich Profile bei S. Lucia zeigen. Die Ausdehnung der Schuppe ist nur gering. Außer den größeren Vorkommen bei S. Lucia tritt der Macigno westlich Montèggiori in einem Fenster auf und zwischen Fortezza di Rotaio und Villa Bourbone. In den nördlich gelegenen Aufbrüchen der Quarzphyllite bei la Balza sind keine Macignoreste mehr vorhanden, ebenfalls nicht mehr südlich von Val di Castello. Diese Schuppe liegt am weitesten im SW und von hier aus kann man eine Allochthonie des Calcare cavernoso auf ca. 15 km bis in das Fenster von Formovolaso sicher verfolgen. Diese Strecke ist die längste belegbare Überschiebungsweite in den Apuaner Alpen, die man unbedingt akzeptieren muß.

6. Die Panie - Einheit

Sie liegt als überschobener Komplex auf den parautochtonen Schuppenzonen von Isola Santa und Stazzema im E des Arbeitsgebietes. An der Foce di Mosceta ist sie direkt auf das Autochthon aufgeschoben. Faziell steht die Panie - Einheit den Toskaniden I näher als den Toskaniden II und nimmt mit ihren 1000 m mächtigen Dolomiten und Kalken (Nor - Lias) eine Sonderstellung im gesamten Gebiet ein.

Die tektonische Auflagerung des Allochthons im Osten außerhalb des Gebietes wurde von R. NARDI 1961 erstmals beschrieben. Von I. C. MAXWELL 1956 wurde ihre parautochthone Stellung zwischen dem Autochthon und der Decke der Toskaniden II erkannt. Bevor jedoch eingehender der tektonische Bau der Panie-Scholle selbst beschrieben wird, sollen die Kontakte an der Basis genauer betrachtet werden.

a) Die Schubfetzen an der Überschiebungsbahn

Die Überschiebungsbahn der Panie - Einheit liegt am M. Forato schichtparallel, verläuft aber bereits an der Foce di Mosceta schräg zu den Schichten der Panie, und diese diskordante Abscherung in bezug auf die eigenen Schichten wird nach Norden bis in den Turrite Secca beibehalten. Zugleich endet an der Foce di Mosceta der eigentliche Calcare cavernoso, eine tektonische Brekzie von Kalken, Dolomiten und Rauchwacken, in der letzteres Gestein überwiegen kann. Erst am M. Bovaio setzt wieder eine tektonische Brekzie ein, die aber ganz offensichtlich anderer Natur ist, wie wir später sehen werden.
Nun wurde besonders von R. NARDI dieser tektonische Horizont des Calcare cavernoso nicht als Hauptüberschiebungsbahn angesehen, sondern er konstruierte eine Überschiebung, die noch die darunterliegenden Phyllite mit in die Panie - Einheit einbezog. In dem von mir kartierten Gebiet lassen sich nun an vielen Stellen Schubfetzen unter dem Calcare cavernoso nachweisen, die eine solche Annahme ausschließen. Bardiglioartige Marmore sind an der Foce di Mosceta anzutreffen. Meist sind die Vorkommen nur etwa 100 - 200 m^2 groß, sie sind von Macigno, Graphitschiefern, Kalkphylliten und Scaglia begleitet, die gleichfalls eine ge-

ringe Ausdehnung haben, also insgesamt nur Schubfetzen sind. Verfolgt man nun die bardiglioartigen Marmore, die Scaglia und den Macigno nach N in den Canale delle Verghe hinein, so nimmt die Ausdehnung der Vorkommen und die Häufigkeit zu. Schließlich setzt eine klare Glieferung in der Schuppenzone von Isola Santa bei Colle di Favilla ein, wie sie bereits beschrieben wurde. Unter der Pania-Überschiebung zwischen Teverone und Fosso di Burrone wurden die Marmorschuppen nicht gefunden. Hier liegen Grezzoni und massige Kalke der Pania direkt auf dem Macigno. Scaglia-Schuppen und Schuppen des bardiglioartigen Marmors treten erst unter dem M. Bovaio auf, dort wo sich die Schuppe von Colle di Favilla fortsetzen müßten. Die Schubfetzen kann man also als Reste der Schuppenzone von Isola Santa betrachten.
Im Süden dagegen kommen die Schubfetzen sehr isoliert erstens bei C. Santarelli und zweitens bei C. Colleoni vor. Beide Vorkommen liegen zwischen den Quarzphylliten der Schuppe V und dem Calcare cavernoso der Pania - Einheit. Bei Casa Santarelli kommen neben den bardiglioartigen Marmoren, die an dieser Stelle rosa bis blaugraue Farben zeigen und sehr schön in feinen, rhythmischen Lagen gebändert sind, Grezzoni vor, die nur auf Grund ihrer tektonischen Stellung zu jenen des Autochthons gerechnet werden, wenngleich man für eine solche Einstufung auch noch anführen kann, daß sie von hellgrauer Farbe sind, während die Grezzoni der Pania - Einheit an der Basis schwarz oder schwarzgrau gefärbt sind.
Bei C. Colleoni tritt dagegen unter dem Hangschutt des Calcare cavernoso in kleinen Anrissen Scaglia mit grünen Kalkmergelschiefern hervor. Diese Aufschlüsse liegen eindeutig über den Quarzchloritphylliten und Quarzphylliten der Schuppe V. Also kann man sagen, daß hier die Schubfetzen einen klaren Hinweis geben, daß die Hauptüberschiebung der Pania - Einheit an der Basis des Calcare cavernoso liegt, während die darunterliegenden Schubfetzen ihrem lithologischen und sedimentologischen Bild nach noch zur Schuppenzone von Stazzema gehören und die Kontakte darstellen, nicht nur tektonisch überprägte, stratigraphische Übergänge.

b) Der Bau der Pania Scholle

Ihre massigen Dolomite und Kalke paßten offensichtlich nicht zur Stauchfaltengröße des übrigen Parautochthons und Autochthons, denn sie bildet eine nur im W aufgebogene Scholle, die im E außerhalb des Gebietes durch eine große Querstörung noch in sich verstellt ist. Der Westrand zeigt umlaufendes Streichen. Im S am M. Forato kann man noch söhlige Lagerung beobachten. Ab Foce di Valli herrscht mittleres Einfallen von 40 - 50° NE und NW - SE-Streichen, das dann auf ein N - S-Streichen an der Foce di Moscetа mit steilem E - Einfallen einschwenkt. Nach N hin geht das Streichen in SW - NE-Richtung über und das Schichteinfallen wird wieder flacher, jedoch setzt die steile Lagerung wieder nordöstlich des Pizzo delle Saette ein, wenn das Schichtstreichen in N - S-Richtung umbiegt. Der M. Bavaio weist im Gegensatz zur Pania - Einheit wesentlich mehr Störungen auf und soll gesondert behandelt werden.

Interessant ist noch eine kleine Doppelmulde am Westhang der Pania della Croce, die gleich der Synklinale des M. Corchia NW - SE verläuft und SW vergent ist.
Die Überschiebung der Pania - Einheit ist an der Foce di Moscetа eine listrische Aufschiebung, die schräg die Schichten der Pania - Einheit abschneidet, so daß nördlich des oben genannten Passes die schwachmetamorphen massigen Kalke direkt auf das Autochthon und die südlichen Ausläufer der Schuppenzone von Isola Santa überschoben werden. Wie man aus geologischen Karten ersehen kann, ist die Abscherung nicht nur im W zu den Schichten geneigt, sondern reicht im N auch nicht mehr bis in die Rauchwacken des Nor - Räts herunter.

c) Die tektonischen Brekzien von il Rondone und südlich Isola Santa

Der Calcare cavernoso besteht in weiten Bereichen seiner Vorkommen an der Pania aus überwiegend tektonischen Kalkbrekzien, viel seltener ist ein hoher Anteil von Rauchwacken vorhanden. Dieser Calcare cavernoso - Typ ist in dem Gebiet bis zur Foce di Moscetа vorhanden.

Im N setzt erst am M. Bovaio und bei Isola Santa ein ganz anderer Typ ein. So sind die Grezzoni und die schwach metamorphen massigen Kalke, tektonisch in eine Brekzie umgewandelt und weitgehend, wenn auch nicht in homogener Verteilung mit Marmoren und schwach metamorphen Kalken durchmischt. Verfolgt man von M. Bovaio diesen Calcare cavernoso - Typ über den Fosso Rimondina nach W hin, so tritt eine stetig zunehmende Durchmischung der einzelnen Komponenten ein, wenn auch einzelne Gesteinspartien nur tektonische Brekzien einer Formation aufweisen. Bei il Rondone ist eine homogene Durchmischung der Sedimente von den permotriadischen Quarzphylliten bis in die eozäne Scaglia in Aufschlüssen von Steinbruchgröße erreicht. Dabei treten die Einzelkomponenten nicht in Bruchstücken mit einem größeren Durchmesser als 50 cm auf.
Störungen zum Macigno begrenzen den Calcare cavernoso, in dessen Zentrum wiederum an Störungen Quarzphyllite auftreten.
Der Struktur nach müßte man einen Horst vermuten. Dann wären die tektonischen Brekzien ein Aufbruch des Autochthons mit Quarzphylliten im Kern. Eine andere Möglichkeit ist einen Grabeneinbruch der Panie - Einheit anzunehmen, obwohl in diesem Falle dann die Quarzphyllite wiederum aus diesem Einbruch herausgehoben wären. Die erste Möglichkeit ist die einfachere Erklärung, bringt aber die Schwierigkeit mit sich, daß man die tektonischen Brekzien unterteilen muß. Denn nach dieser Theorie gehören sie am M. Bovaio zur Panie - Einheit und bei il Rondone zum Autochthon. Typische Unterscheidungsmerkmale sind jedoch nicht vorhanden, so daß eine Abgrenzung der Panie - Einheit vom Autochthon hier problematisch wäre. Dem Verfasser erscheint es aber richtiger, daß die tektonischen Brekzien von il Rondone zusammen mit den Quarzphylliten ein Aufbruch des Autochthons sind, bei dem die starren Karbonatgesteine in Brekzien umgewandelt wurden.
Die Struktur wäre im Fosso Rimondina dann wieder mit einer Störung gegen die gleichen Brekzien des M. Bovaio versetzt, und nur in zwei kleineren Aufschlüssen nördlich und südlich des Aufbruchs sind noch die tektonischen Brekzien der Panie- Einheit im W des Fosso Rimondina als Klippen erhalten.

Ferner spricht für eine frühe Ausbildung der Struktur, daß sie die Schuppenzone von Isola Santa in zwei unterschiedlich gebaute Komplexe zerlegt. Dies kann aber eher geschehen, wenn man ein Aufbruch aus dem Autochthon vermutet als einen Grabeneinbruch der Panie - Einheit, denn dieser müßte verhältnismäßig spät angelegt worden sein, praktisch nach der Ausbildung der Schuppenzone von Isola Santa.

d) Der M. Bovaio

Faziesmäßig weist er dieselben Schichten wie die Panie - Einheit auf. Doch mehrere kleinere Überschiebungen in der Abfolge komplizieren das tektonische Bild. Zugleich ist diese Zone von zahlreichen Störungen zerbrochen, setzt sich nach E bis Tievora und S. Antonio fort. Bei Tievora erscheinen in einem kleinen Fenster noch einmal die permotriatischen Quarzphyllite. Mit seiner unruhigen Tektonik hebt er sich deutlich von der Panie Scholle ab. Man muß annehmen, daß hier ähnliche Beanspruchungen wie bei il Rondone noch mitwirkten.

7. Die Frage der Bewertung der verschiedenen parautochthonen Zonen

Bei der Beschreibung der verschiedenen parautochthonen Schuppen wurde deutlich, daß sie große Unterschiede in ihren Bauformen, in ihrer Metamorphose und in ihrer Tektonik zeigen. Welche Bedeutung dies für den Gesamtbau hat, soll in kurzen Zügen dargestellt werden.
Die Schuppenzone von Isola Santa läßt sich noch durch den gemeinsamen Macigno mit der Schuppenzone von Stazzema verbinden. Nun ist die Schuppenzone von Isola Santa im N und W zwar vielfach in sich verschuppt, aber es handelt sich in der Hauptsache nur um Scaglia und Macigno, also die jüngsten und somit obersten Sedimente. Hier liegt also nur eine Durchbewegung und Loslösung der höheren Sedimentpakete vor. Dagegen schalten sich im Osten bereits in den Schuppen von Colle di Favilla Anteile tieferer Horizonte mit ein. Diese bedigliaartigen Marmore der östlichen Schuppenzone von Isola Santa liegen auch an der Basis der Schuppe II der Schuppenzone von Stazzema in ihrem Norden östlich von Ranocchiaia. Aber in der Zone von Stazzema wurden

bereits Quarzphyllite der Permotrias als unterste Schuppe hineingepreßt, auch wenn man annimmt, daß diese Schuppe sich aus der "Antiklinale" des Quarzphyllitzuges zwischen Masse und Pietrasanta löste, so wurden doch in dieser Zone ursprünglich weiter entfernte Gesteine übereinandergeschoben als in der Schuppenzone von Isola Santa, wo nur Anteile einer primären Mulde in sich verschuppt wurden.
Dagegen ist die Scholle der Panie-Einheit nicht von einer Faltung wie das Autochthon erfaßt worden und wurde an die beiden anderen Schuppenzonen so stark herangepreßt, daß diese an der Foce di Mosceta praktisch ausgequetscht wurden. Dies besagt aber nicht, daß die Panie - Einheit auch für die Bildung der Zonen von Isola Santa und Stazzema generell verantwortlich ist. Denn noch nicht einmal zwischen ihr und der Schuppe V der Zone von Stazzema besteht ein direkter Zusammenhang. Die Panie - Einheit hat lediglich, als sie die beiden anderen parautochthonen Zonen überfuhr, Schubfetzen von diesem an ihrer Basis mitgeschleift.
Die Schuppe von S. Lucia scheint den anderen parautochthonen Zonen als ganz anderer Typ gegenüberzustehen. Sie besteht gleich der Panie - Einheit aus einem nicht gefalteten Material, dem Macigno, ist aber zum Unterschied von jener nur von geringer Mächtigkeit und Ausdehnung und liegt als oligozäne Grauwacke zwischen permotriassischen und obertriassischen Sedimenten. Bedenkt man aber, daß der Macigno zwar nur weite Falten bilden kann, aber die einzelnen Grauwackenbänke an ihren Tonschieferzwischenlagen abscheren können, so kann man sich erklären, daß der Macigno bei einer Faltung kleinerer Größe entweder in sich verschuppt wurde wie bei Stazzema und Isola Santa oder in kleine Einheiten zerschert und vielleicht sogar als einzelne Bänke in Tonschiefer eingehüllt auch weitere Transporte überstehen konnte. Dementsprechend ist die Verteilung des Macigno im Parautochthon entweder als große Vorkommen in zusammengeschuppten Mulden oder in isolierten, kleinen Schuppen längs einer längeren Überschiebung voll verständlich.
Des weiteren muß man bei den Schuppenzonen von Stazzema und Isola Santa beachten, daß hier wenig Grezzoni und Marmor auftritt und letzterer meist als bardigliocartiger Marmor, der eine

Kondensation der Schichten, die vom Nor bis in den Lias reicht, anzeigt wie man sie zwischen Pruno und Orzale beobachten kann. Damit entfällt in den Schuppenzonen das kompetente Element, das zur Bildung der Synklinalen des Autochthons führte. Die Phyllite können ihren diapirischen Tendenzen folgen und der Macigno wird in den entsprechenden Despressionen an Ort und Stelle in sich verschuppt. Dagegen mußte sich die Panis - Einheit aus dem Autochthon frühzeitig lösen und sich einer weiteren Metamorphose entziehen, da sich ihre mächtigen Dolomite und Kalke nicht in die Größe der den anderen Mächtigkeiten Autochthon angepaßten Falten einfügen konnten, war aber nicht ausgedehnt genug, um eine eigene größere Faltung durchzuführen und wurde daher nur durchgebogen und zum Schluß zerbrochen.

V. Zusammenfassung der Tektonik des Autochthons und Parautochtons

Nach einer ursprünglichen harmonischen Faltung wurden bei stärkerer Einengung die Sättel von den inkompetenten Phylliten durchbrochen, so daß Synklinalen der kompetenten Grezzoni und Marmore übrigblieben. Bei stärkerer Einengung wurden die aus den Antiklinalen entstandenen Quarzphyllitzüge und zum Teil auch die Synklinale ausgewalzt. Besonders im Westen war die Auswalzung stärker und führte zu einer Auflösung der Synklinalen. Diese Zone besitzt noch eine autochthone Stellung.
Dagegen wurden im Osten bei zunehmender Einengung parautochthone Schuppenzonen ausgebildet, bedingt durch die Starrheit des Macigno und die Inkompetenz der Scaglia einerseits und andererseits durch das Fehlen hinreichend mächtiger kompetenter Gesteine. Sie wurden auf das Autochthon aufgeschoben und gleich ihnen die Pania - Einheit als östlichste parautochthone Zone, deren Dolomite und Kalke sich als zu mächtig für die Amplitude der Falten erwiesen. Vereinzelt wurde der Macigno in einzelnen kleinen Schuppen abgeschert und liegt dann isoliert zwischen Autochthon und Allochthon wie bei S. Lucia.
Autochton und Parautochthon unterlagen somit den gleichen Beanspruchungen einer gebundenen Tektonik, reagierten aber aus materialbedingten Gründen verschieden.
Die Faltenvergenz ändert sich vom W nach E. So zeigen die grossen Muldenachsenebenen im W eine Ostvergenz und im E eine Westvergenz. Ebenfalls ist der Schuppenbau des Parautochtons im E nach W gerichtet und die Doppelmulde an der Pania della Croce ist auch SW - vergent.
Im Zentrum des Autochthons konnte es infolge des hierhin vergenten Falten- und Schuppenbaues zur Bildung von Beutelmulden und Pilzsätteln kommen.

VI. Das Allochthon

Eine allochthone Auflagerung der Toskaniden II ist sicherlich im S des Arbeitsgebietes auf einer Erstreckung von 15 km vorhanden. Kleine Fenster bei Càsoli und Halbfenster bei Pietrasanta - Capezzano und S. Lucia zeigen dies sehr anschaulich. Hier liegt die Schichtfolge des Calcare cavernoso, der massigen Kalke und des Calcare selcifero, die sich bis in den unmetamorphen Macigno fortsetzt, diskordant auf dem Parautochton und Autochthon. Wie bereits erwähnt, sind die brekziösen Kalke des Calcare cavernoso hier nicht an einen stratigraphischen Horizont etwa des Nor - Rät gebunden. Sogenannte "avanscorrimenti" konnten nicht beobachtet werden, da für solche großräumigen Erscheinungen ausgedehntere Gebiete der Toskaniden II hätten kartiert werden müssen. Unter "avanscorrimenti" versteht man das Vorauseilen der höheren Schichtpakete gegenüber den tieferen bei gravitativen Gleitungen. Dabei kommt es zur Lamination der zwischen den in diesem Falle aus kompakten, nicht zerbrochenen Kalke bestehenden, Schichtpaketen liegenden weicheren Zwischenlagen, also zur Lamination der Tone und Mergel.

Im SE an dem M. Matanna und bei Lecceto fallen die Schichten gleichförmig 25 - 35° nach SE ein. Nur bei der Foce del Termine stehen die Schichten steil. Im Calcare cavernoso ist ein Schichteinfallen nur selten zu beobachten. Störungen fehlen im Bereich des M. Matanna. Die Form der steilen Felsnadel des Procinto ist auf Klüfte zurückzuführen. Eine tektonische Grenze zur Pania - Einheit ist schwer nachzuweisen. Denn das Auskeilen der Grezzoni an der Foce di Petrosciana ist sedimentär bedingt und eine Scherfläche, die en M. Procinto in ein höheres und tieferes Stockwerk unterteilt, kann man nicht als Überschiebung ansehen, da Reste von Scaglia oder Macigno, die sonst an der Überschiebungsbahn des Allochthons in dieser Gegend nie fehlen, nicht vorhanden sind. So muß man an dieser Stelle eher einen Übergang der Fazies der Pania - Einheit in die der Toskaniden II vermuten.
Im S läuft bei la Balza eine ausgeprägte Aufschiebung in E - W-Richtung, wie Profil 38 zeigt. Gleichzeitig liegen südlich dieser Aufschiebung noch zwei ähnliche Aufschiebungen mit geringerem Versatz.

Von Val di Castello läuft nach NNE eine lange diagonale Seitenverschiebung bis ins Autochthon westlich des M. Ornato. Ebenso setzen sich die diagonalen Seitenverschiebungen und Störungen bei la Porta von Autochthon bis ins Allochthon durch.
Den Aufschlüssen von Toskaniden II zwischen Massa und Strettoia muß man eher eine autochthone Stellung einräumen, wie es bereits geschildert wurde.
Im Norden von Massa ist die Überschiebung des Allochthons der Toskaniden II noch nicht eindeutig. Denn die Aufschiebung zwischen Calcare cavernoso und den Phylliten kann man ebenso gut als Abschiebung deuten wie jene große Störung zwischen Calcare cavernoso und Macigno im Canale della Foce. Doch wurde sie als sütliche Fortsetzung der Überschiebung in den Bergen nordöstlich von Carrara noch als Aufschiebung gewertet. Wäre es eine Abschiebung, so wäre die Überschiebungsbahn hier abgesunken und müßte in einiger Tiefe als flachere Diskordanz sich von der Abschiebung abheben.
Eine allochthone Auflagerung der Toskaniden II auf dem Autochthon und Parautochthon der Toskaniden I läßt sich nur im S beweisen, jedoch auch hier sind sie mit dem Autochton, abgesehen von postorogenetischen Störungen durch syntektonische Diagonalseitenverschiebungen verbunden.
Dies mögen keine eindeutigen Widersprüche gegen die Theorie einer gravitativen Gleitung in der Art einer Decke sein, doch scheint die große Mächtigkeit der meist rein tektonischen Kalkbrekzien der Calcare cavernoso gerade dort im S, wo sich die Allochthonie der Toskaniden II noch am besten beweisen läßt, ein merkwürdiges Phänomen bei einer gravitativen Gleitung sein. Denn hier ist der Calcare cavernoso weder aus einer Dolomit - Anhydrit Wechselfolge noch aus einer Kalk - Mergel Wechselfolge hervorgegangen, sondern entstand bei der Zertrümmerung vorwiegend massiger Kalke und seltener aus Dolomiten. Bei einer Abgleitung dieser Kalke und Dolomite von einer plastischen Unterlage, etwa Tonschiefer oder Phylliten, wären wohl jene als chaotische Serien von den Kalken mitgeschleppt worden, selbst aber nicht in dem Maße zu 200 - 300 m mächtigen Brekzien zertrümmert worden.

VII. Postorogenetische Störungen

Solche Störungen traten beim Einbruch der Tyrrhenis und bei der Grabenbildung der Garfagnana auf. Die Apuaner Alpen wurden als Horst emporgehoben, während in die im W eingesenkten Zonen das Meer einbrach. Die Störungen längs des Grabens der Garfagnana liegen noch 10 km östlich des Arbeitsgebietes, dagegen liegen Störungen, die den Abbruch zur Tyrrhenis kennzeichnen, im Arbeitsgebiet.

Die Störung mit dem größten Versatz läuft im Canale della Foce von Carrara nach Massa. Hier liegt der Macigno neben den Kalken des Räts.
Ein Versatz von ca. 2000 m ist sicher anzunehmen, unter Umständen sogar ein noch größerer, denn die nahen ligurischen Gleitmassen deuten darauf hin, daßhier bereits die höheren Straten des Macigno an der Störung aufgeschlossen sind. Die nordwestlich zu dieser Abschiebung parallel verlaufende Störung zwischen Calcare cavernoso und Permotrias läßt keine sichere Folgerung zu ob hier eine echte Abschiebung vorliegt. Beide Störungen setzen sich bis in das Stadtgebiet von Massa fort. Denn der Hügel, auf dem das Krankenhaus von Massa liegt, besteht bereits aus Macigno, während die gegenüberliegende Burg der Malaspina noch auf einem Felsen von Calcare cavernoso liegt. Es sind hier also die gleichen Verhältnisse wie im Canale della Foce vorhanden.

Weiter nach SE ist der Abbruch zur Tyrrhenis nur noch als steile Flexur bei Castello Aghinolfi gekennzeichnet. Diese Flexur wird nach Strettoia flacher und macht sich bei Pietrasanta nicht mehr bemerkbar. Nur südlich Pietrasanta treten bei Fortezza die Rotaio und am M. Rose südlich Montebello kleine Abschiebungen postorogenetischer Entstehung auf.
Dagegen muß im Tal des T. Lucchese eine Abschiebung mit ähnlich großem Versatz wie im Canale della Foce entlanglaufen, denn auf den Hügeln nördlich des Tales stehen permotriassische Quarzphyllite an, während südlich des Tales bereits der Macigno die Bergkuppen aufbaut.
Der Abbruch zur Tyrrhenis beginnt an der Westgrenze der Apuaner Alpen mit einer Abschiebung großen Versatzes zwischen Massa und Carrara, die in eine steil einfallende Flexur bei Castello Aghinolfi übergeht. Diese Flexur verflacht sich nach Strettoia hin.

VIII. Tektonische Synthese

1. Vergleich der einzelnen tektonischen Einheiten

Hier soll eine kurze vergleichende Darstellung der tektonischen Erscheinungsformen im Arbeitsgebiet durchgeführt werden.
Den Kern des Autochthons bilden eine saiger stehende Synklinale am M. Altissimo und die Quarzphyllitkuppel des Giardinotales. Zwischen beiden schaltet sich eine Beutelmulde und ein Pilzsattel ein. An diesen Kern lagern sich im Westen und Osten zum Zentrum hin gerichtete Synklinalen an. Faltensättel wurden von den Quarzphylliten aufgebrochen. Im Westen tritt eine starke Auswalzung sowohl der Sättel wie der Mulden ein. Verschuppungen treten auf, bleiben aber stets innerhalb der Mulden streng begrenzt und führen nicht zu einer Verschuppung der gesamten stratigraphischen Abfolge in beliebiger Kombination der Schuppen. Diese tritt jedoch in den parautochthonen Schuppenzonen im E. ein. Hier wurde eine Auswalzung des stratigraphischen Verbandes frühzeitig zugunsten der Verschuppung aufgegeben, denn zu einer Faltung stand nicht genügend kompetentes Gestein zur Verfügung. Brekzienbildung tritt in den kompetenten Gesteinen des Autochthons häufig auf. Die Brekzien sind jedoch von der Metamorphose durch Rekristallisation weitgehend wieder verfestigt worden.
Drei bevorzugte Abscherungshorizonte begünstigen die Verschuppung im Autochton und die Anlage parautochtoner und allochthoner Einheiten. Es sind folgende Niveaus:

1. zwischen Grezzoni und Phylliten
2. zwischen Grezzoni und Marmoren
3. zwischen Macigno und den Liegendserien unter teilweiser Reduzierung derselben, z. B. der Kalkschiefer der Scaglia.

Zu den parautochthonen Zonen mit starker Verschuppung tritt eine höhere Einheit hinzu: die Panie - Einheit. Sie kann noch nicht zum Allochthon gezählt werden, steht jedoch den anderen parautochthonen Einheiten fern, da sie das restliche Parautochthon und das Autochthon überschiebt oder aufgeschoben ist. Vom Allochthon läßt sie sich nicht stets eindeutig tektonisch trennen, ist jedoch faziesll von diesem gut zu unterscheiden. Die

Panie - Einheit zeigt analog zum Parautochthon keine Faltung, sondern nur eine schlüsselförmige Einbiegung, allerdings aus einem anderen Grunde, denn sie besteht nur aus kompetentem Gestein, das aber für die Größe des autochthonen Faltenbaues zu mächtig war.

Eine über 15 km sich erstreckende Allochthonie der Toskaniden II kann nur im S nachgewiesen werden. Gerade hier weist die Basis nahe der Überschiebungsbahn die größte Zertrümmerung auf, wie bis zu 300 m mächtige Kalkbrekzien beweisen. Die höheren Horizonte blieben jedoch von einer stärkeren Tektonik verschont.

So kann man also folgern, daß die orogenen Bewegungen eine Faltung mit apenninem Streichen im Autochthon schufen. Die Panie - Einheit entzog sich frühzeitig dieser Faltung, löste sich aus dem Verband der sie umgebenden Schichten, blieb aber in sich frei von weiteren Verschuppungen. Dagegen folgten die Schuppenzonen von Isola Santa und Stazzema zunächst der Faltung, wiesen aber in ihren Strukturen für eine stärkere Faltung nicht genügend geeignetes Material auf, so daß es zur Schuppenbildung kam. In diesem Stadium wurde die Schuppenzone von Isola Santa durch einen Aufbruch der Querzphyllite aus dem Autochthon in der einheitlichen Anlage der Schuppen gestört. Dieser horstartige Aufbruch bei il Rondone scheint auch für die häufigeren Störungen und lokalen Verschuppungen in der Panie - Einheit zwischen M. Bovaio und S. Antonio bedeutsam gewesen zu sein.
Die zunehmende Einengung war zweiseitig gerichtet, denn analog zu den parautochthonen Schuppenzonen im E existiert eine starke Auswalzung des Autochthons im Westteil der Apuaner Alpen. Dabei kam es soweit, daß ausgewalzte "Antiklinalen" der Querzphyllite des Westens als Schuppen in die Zone von Stazzema gelangten.
Die Toskaniden II im Allochthon entzogen sich aber gleich der Panie - Einheit der Faltung, wurden aber bei der Abscherung an der Basis zu Brekzien zertrümmert.

2. Das Alter der Bewegungen

Es erhebt sich nun die Frage, wann diese miteinander verkoppelten Bewegungen stattgefunden haben. Der Macigno, der im mittleren bis oberen Oligozän sedimentiert wurde, ist von der Faltung noch erfaßt worden. Seine Hangendserie, die Mergel von Proteccio mit olistromatischen Einschaltungen emilianischer Herkunft oder entsprechende Einschaltungen der ligurischen Kalk - Ton-Serie im obersten Macigno lassen sich nicht mehr im "Pseudomacigno" finden. Da die Sedimentation der Flyschgrauwacken des Macignos im unteren Miozän bereits beendet war, müssen sich die Bewegungen in den Apuaner Alpen an der Wende Oligozän - Miozän vollzogen haben. Diese Bewegungen, die orogenen Charakter hatten, liefen in einer für eine Orogenese enorm kurzen Zeitspanne ab.

3. Die Mechanik des Gebirgsbaues

Zum Schluß muß man sich fragen, ob hier nur eine gebundene Tektonik vorlag, oder ob Teile einer gravitativen Gleitung unterlagen und sich zu "orogenic landslips" entwickelten, wie dies bisher häufig für das Allochthon angenommen wurde. Für das Autochthon und Parautochthon in den Schuppenzonen von Stazzema und Isola Santa wurde bereits mehrfach darauf hingewiesen, daß sie einer zusammenstauenden Einengung unterlagen, wie der Vergleich der Bauformen zeigt. Da beide Teile von einer Metamorphose der Grünschieferfazies überprägt wurden und zwar infolge dieser Faltungen und Verschuppungen, wie die prä-synkristalline Verformung der Glimmerminerale zeigt, muß man hier eine Orogenese ähnlich zusammenstauender Tektonik wie in den Alpen annehmen. Wäre nun von diesem Orogen die Toskaniden II - Decke gravitativ abgeglitten, so sollten sich syntektonische Störungen des gefalteten Untergrundes nicht bis in diese, allein den Einwirkungen der Schwerkraft unterliegende Gleitmasse hindurchzeichnen können. Außerdem werden gravitative Gleitmassen, wenn es zur Zertrümmerung kommt, entweder vollständig ist chaotische Lagerung überführt oder aber intakte harte Schollen gleiten von diesen chaotischen Serien wieder ab, aber es ist bisher noch nicht der Fall bekannt, daß harte Kalke von einer weichen Phyllitserie abscheren und währen der Gleitung an ihrer Basis in Brekzien umgewandelt werden, die allmählich im Hangenden in normale Kalke gleichen

Typs übergehen. Bei einer aktiven Überschiebung ist dies jedoch vorstellbar. Bei einer gravitativen Gleitdecke muß man aber, das Parautochthon ebenfalls als Gleitmasse betrachten, und ein Relief im Autochthon annehmen, in dessen Depressionen dann die parautochthonen Schuppenzonen liegenblieben. Ferner muß dann die Panie Scholle von der Deckenstirn der Toskaniden II abgebrochen sein, die restliche Decke war aber keineswegs gehindert, über die Depressionen und die mächtige Panie Erhebung hinwegzugleiten. Die Decke mußte also über ein Relief mit einer Höhendifferenz von 2000 m auf 3 - 4 km weiter nach E zu gleiten. Abgesehen von diesem Problem zeigt das Parautochthon ebenso wie das Autochthon in seiner Kleintektonik ein Abbild der Großtektonik, eine Erscheinung die bei gravitativen Gleitschuppen nicht mehr auftritt. Außerdem weist das Parautochthon mit seiner zweiten Schieferung und seinen Spezialfaltungen in den Schuppenzonen von Isola Santa und Stazzema darauf hin, daß es in gleichem Maße von der einengenden Tektonik betroffen wurde wie das Autochthon undnicht frühzeitig gelöst wurde, wie die Toskaniden II des Allochthons und die Panie - Einheit.

Geht man nun von einer aktiven deckenartigen Überschiebung des Autochthons aus, so muß man auf Grund der zunehmenden Autochthonie der Toskaniden II in westlicher Richtung, eine Deckenüberschiebung von SW nach NE annehmen. Dann dürften aber nur NE - vergente Falten und Mulden im Autochthon auftreten.

Ebenso muß man bei einer "ruga tettonica" nach der Theorie von G. MERLA einen NE bis E gerichteten Faltenbau erwarten. Parautochthone und allochthone Gleitmassen sollten nur im NE bzw. E des gefalteten Untergrundes liegen. Nun liegt zwar das Parautochthon im E der Apuaner Alpen, aber das Allochthon liegt auch auf dem Scheitel der "ruga" bzw. der Apuaner Alpen. Außerdem bleibt es eine offene Frage,wie in diesem Falle die heterope Faziesausbildung im Nor - Rät in den Toskaniden I und Toskaniden II zu erklären ist.

Würde man die Theorie G. MERLA's dahingehend abändern, daß subkrustale Strömungen zu einer Verschluckungszone in den Apuaner Alpen führten, dann könnte man zwar den aufeinander gerichteten Faltenbau erklären. Doch müßte sich diese Verschluchungszone auch im Allochthon der Toskaniden II gerade im S ausprägen.

Da dies nicht der Fall ist, kann man eine Unterschiebung des Autochthons und Parautochthons aus östlicher bis nordöstlicher Richtung zur Klärung der Probleme in Erwägung ziehen. Eine Unterschiebung würde die Toskaniden I an der Wunde Oligozän - Miozän einer weiteren Sedimentation entziehen, aber die heutige Ausgestaltung von "Autochthon" - Parautochthon" und Allochthon" könnte erst zu einem wesentlichen späteren Zeitpunkt vollendet worden sein.
Die mächtigen tektonischen Brekzien an der Basis der Toskaniden II, der Vergenzwechsel im Faltenbau, die Ausbildung des Parautochthons im E und die relative Autochthonie im W der Apuaner Alpen müßte man bei einer Unterschiebung erwarten.
Diese Theorie könnte also noch am leichtesten die mit-einander verkoppelten Probleme des Autochthons, Parautochthons und Allochthons erklären, aber in diesem Falle käme dann den unteren Toskaniden I eine allochthone Stellung zu, während sich die oberen Toskaniden II relativ autochthön während der Orogenese verhalten hätten. So befremdend die Theorie einer Unterschiebung zunächst klingen mag, müßte man sie doch erst in weiten Bereichen der Toskana überprüfen, ehe man ihre Bedeutung abschätzen könnte.

H. ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE

Bei den stratigraphischen Beobachtungen ergab sich eine Abfolge die vom Perm bis ins Oligozän reicht. Man kann die toskanische Fazies in zwei Untertypen aufteilen: in Toskaniden I und Toskaniden II. In den Toskaniden I folgen über Quarzphylliten, Phylliten, Quarziten und Graphitschiefern des Perms bis Skyths gebänderte Marmore, Serizit - Graphit - Marmore und Dolomite des Anis - Ladin in einer Schwellenfazies, deren stratigraphische Stellung bisher nicht in diesem Gebiet geklärt war.
Darüber liegt diskordant eine grobklastische Serie mit Kalk- und Quarzkonglomeraten, die nur stellenweise in Quarzite und Graphitschiefer übergeht. Sie gehört dem Karn an. Weite Bereiche waren aber während des Karns nicht von der Transgression erreicht worden, sondern blieben Schwellen, die sogar einer geringen Erosion unterlagen. Im Nor begann eine generelle Absenkung und die marinen Grezzoni Dolomite wurden gebildet. Wahrscheinlich erst im Hettangien wurden die heutigen Marmore von Carrara als sehr reine Kalke abgelagert. Eine Marmorbrekzie an der Basis der Marmore ist primär stratigraphisch bedingt.
Die sogenannten bardiglioartigen Marmore bilden eine Übergangszone zu den Kalken mit Kiesellagen (Calcare selcifero) des Senimuriens. Vertreten sie jedoch in zunehmenden Maße die Marmore von Carrara, so zeigen sie eine Kondensation der gesamten Schichtfolge von Nor bis Sinemurien an. Über den Kalken mit Kiesellagen folgen Serizit - Chlorit - Marmore, die lithologische Ähnlichkeiten zur Scaglia inferiore der Oberkreide aufweisen. Grüne und rote Kalkschiefer und Kalkmergelschiefer sind identisch mit der Scaglia rossa des Eozäns in den Toskaniden II. Der Pseudomacigno ist nur metamoprh überprägter normaler Macigno. Er reicht aber nicht mehr bis in die höchsten Straten des oligozänen Macignos, da die ligurischen Einschaltungen und die Mergel von Ponteccio fehlen.
Die Toskaniden II weisen im Nor-Rät den zu den Grezzoni heteropen Calcare cavernoso auf. Er besteht oft nur aus tektonischen Kalkbrekzien, doch scheint er einen stratigraphischen Wert zu haben, wenn er über Rauchwacken und Kalkbrekzien Rätmergelkalke als Einschaltungen enthält. In Hettangien wurden massige Kalke

abgelagert und im Sinemurien Kalke mit Kiesellagen, die häufig vermergeln. Der Ammonitico rosso ist auf die Toskaniden II beschränkt, seine Fazies tritt jedoch regional gesehen in verschiedenen Horizonten auf. Schwarze Schiefertone und Mergel und höhere helle Kalke mit Mergellagen lassen sich nicht exakt einstufen. An jüngeren Sedimenten ist nur der Macigno noch weiter verbreitet.

Zwischen den beiden Faziestypen nimmt die Panie - Einheit mit ihrer Schichtfolge vom Nor - Sinemurien eine Übergangsstellung ein, steht aber der Faziesbildung der Toskaniden I mit seinen Grezzoni - Dolomiten und reinen massigen Kalken näher als den Toskaniden II.

Eine Regional - Thermo - Metamorphose überprägte nur die Toskaniden I und die Panie - Einheit. In der Panie - Einheit ist sie sehr schwach; in den Toskaniden I geht sie aber wohl kaum über die Druck- und Temperaturbedingungen der Grünschieferfazies hinaus, auch wenn vereinzelt Disthen auftritt.

An der Wende Oligozän - Miozän unterlag das gesamte Gebiet einer einengenden Tektonik von alpinem Typ. Neben einem stark verfalteten Autochthon wurden bevorzugt dort, wo eine kondensierte Schichtfolge des Nor - Sinemurien vorlag, parautochthone Schuppenzonen angelegt.

Ebenfalls parautochthon verhielt sich die Panie-Einheit, deren mächtige Kalke und Dolomite nicht in die Stauchfaltengröße der Faltung des Autochthons paßten. Das Allochthon der Toskaniden II ist nicht verfaltet, weist aber an der Basis mächtige tektonische Brekzien auf.

Da die bisherigen Vorstellungen über den Gebirgsbau in den Apuaner Alpen vielen Problemen nicht gerecht werden konnten, seien es die Theorien eines alpinen Deckenbaues, einer gravitativen Gleitung der Toskaniden II über ein Relief der gefalteten Toskaniden I oder einer "ruga tettonica", hält es der Verfasser für möglich, daß eine Unterschiebung der Toskaniden I unter die somit autochthonen Toskaniden II unter Umständen eine bessere Lösung der Probleme bietet.

I. RIASSUNTO

Nell'ambito delle Alpi Apuane si può suddividere la facies toscana in tre serie, quella dei "Toscanidi I", quella dei "Toscanidi II" e quella del "Complesso della Pania della Croce". La facies del complesso della Pania occupa una posizione intermedia tra le altre due. La serie dei Toscanidi I presenta alla base le rocce più antiche delle Alpi Apuane. Esse hanno origine dal permotriassico. Durante il triassico medio nelle Alpi Apuane si trovava una scogliera che nel carnico subì un processo di erosione. La maggiore differenziazione tra le tre serie avviene nel periodo norico-retico-lias.

Inoltre i Toscanidi II, elementi alloctoni, si sovrappongono ai Toscanidi I. Tra l'elemento alloctono e l'elemento autoctono si frappongono numerose scaglie tettoniche parautoctone con strati dei Toscanidi I. Questo elemento parautoctono si presenta all'estremità orientale dell-elemento autoctono in grado molto maggiore in forma di scaglie che non all'estremità occidentale. Ad oriente le scaglie della cosiddetta "Schuppenzone von Massa" si possono ancora annoverare senz'altro tra l'elemento autoctono. D'altra parte il passaggio dell'elemento parautoctono della Pania della Croce, nella zona di M. Forato-M.Nona, ai Toscanidi II avviene senza contatto tettonico.

Ad oriente la struttura parautoctona a scaglie è condizionata dal materiale, ché qui lo spessore dei grezzoni, delle dolomie del norico-retico e dei marmi dell'hettangiano, che avevano reso possibile la formazione a pieghe nell'elemento autoctono, si era ridotto già prima notevolmente.

Il calcare cavernoso dei Toscanidi II non è un'unità stratigrafica, ma consta in vaste parti della regione di una breccia tettonica di calcari e dolomie e non è dunque il prodotto di sedimenti evaporitici del norico-retico.

Sotto l'elemento alloctono non si sono trovati resti di sedimenti liguri.

La presenza di cianit fra i Toscanidi I, specialmente ad occidente nella zona delle scaglie di Massa, non giustifica la supposizione che nella metamorfîsmo regionale si sia oltrepassato la facies degli scisti verdi (Grünschieferfazies). L'elemento parautoctono ad est delle Alpi Apuane può presentare in parte fenomeni meno rilevanti di metamorfismo. Il complesso della Pania già nella sua totalità è stato soggetto solo a irrilevanti fenomeni di metamorfismo e l'elemento alloctono dei Toscanidi II ne è del tutto esente.

Uno sovrascorrimento dei Toscanidi I a mo' di falda lo si può osservare direttamente a grande distanza a occhio nudo, ma si deve escludere la supposizione che esso sia stato originato da scorrimenti gravitativi. E' del pari molto difficile spiegare questo elemento alloctono come una falda in senso alpino, ché proprio ad ovest i Toscanidi I si trovano qua e là in posizione normale sotto i Toscanidi II. Ci si deve perciò domandare se i Toscanidi I metamorfici non siano stati spinti sotto ai Toscanidi II provenendo da est.

J. LITERATURVERZEICHNIS

D' ACIARDI, A.: I minerali dei marmi di Carrara. Atti Tosc. Sc. Nat. Mem. 21.22, 1905-1906.

AZZAROLI, A.: Sul suvrascorrimento nel versante Nord-Est delle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. vol. LXX, 1953.

-- L'Appennino tosco - emiliano dal Passo di Praderena al Passo delle Forbici, e i nucki mesozoici di Corfino e di Soraggio. Boll. Soc. Geol. It. von LXXIV 1955.

-- La struttura della Valle del Serchio nei dintorni di Castelnuovo Garfagnana. Boll. Soc. Geol. It. von LXXIV 1955.

BARTH, CORRENS, ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. Springer Verlag - Berlin 1939 (1960).

BASSANI, E.: Marmi italiani. - Ed. Neni Bassani, Carrara 1955.

BEHRMANN, R. B.: Die geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems. - Geotekton. Forsch., H. 12, 1958.

BELLINCIONI, P.: Il nucleo mesozoico della Val di Lima (Apennino lucchese). Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXVIII 1959.

BENEO, E.: Nuova località fossilifera e nuovo Ghiacceio nelle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. vol LXIV 1945.

-- Alcune osservazioni sulla nota di F. Ippolito: "Sulla geologia delle Alpi Apuane" - Boll. Soc. Geol. It. vol. LXVII 1948.

-- Breve critica alla publicazione "Le Alpi Apuane". Boll. Serv. Geol. d' Italia 72, 1951.

BONATTI, S.: Studio petrografico delle Alpi Apuane. - Mem. Descritt, Carta Geol. d'Italia, XXVI, Roma 1938.

BRÜCKNER, W.: Über die Entstehung der Rauchwacken und Zellen-dolomite Ecl. Geol. Helv., 34, 1941.

CATALDI, R.: Rilevamento e studio geologico della zona compresa fra Cardoso, Levigliani e Mosceta, Alpi Apuane. - Tesi di laurea inedita Univ. Pisa 1958.

CAROZZI, A.: Petrographie des roches sedimentaire, F. Rouge e Cie, SA., Lausanne 1953.

DAL PIAZ, G. G.: L' influenza della gravitànnei fenomeni orogenetici. - Atti Acc. Sc. Torino, 77, 1942

-- Ondulazioni assiali nell' Apennino settentrionale. - Atti R. Acad. Sc. Torino 77-78, 1943.

ELTER, P.: I lineamenti tettonici dell' Apennino a Nord-Ovest delle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. vol. LXXXIX 1960.

ELTER, P. Giannini, E., TONGIORGI, M. e TREVISAN, L.: tettoniche della Toscana e della Liguria orientale, Estr. d. fasc. 6, Ser. VII vol. XXIX dell'Acad. Naz. dei Lincei, 1960.

ELTER, P. e FEDERICI,P. R.: Sulla presenza di terreni attribuibili al Trias medio nel promotorio orientale del golfo de La Spezia. Pubbl. del Centro di Studi per la Geologia dell' Appennino 1965.

FABRIZIUS, G.: Faziesentwicklung an der Trias - Ura-Wendem Z.d.D.G.G. 113, 1962.

FUCINI, F.: Condiderazioni sopra l'etàdegli scisti superiori ai marmi dell Alpi Apuane, Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat. vol. 32, 1923.

GIANNINI, E. NARDI, R., TONGIORGI, M.: Osservazini sul problema della falda toscana. - Bull. Soc. Geol. It. vol. LXXXI, 2 Pisa 1962.

GIANNINI, E. e TONGIORGI, M.: Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana Metittima. - Boll. Sec. Geol. It. LXXVII, 1958.

GÜNTHER, K.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet um Casola in Lunigiana, Prov. Massa - Carrara, Italien (Nordapennin) unveröff. Dipl.-Arb. FU Berlin 1965.

-- Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm. Dissertation, Freie Univ. Berlin 1966.

HARTUNG, W. D.: Geologische Unterschungen im Gebiet zwischen Vinca und Gorfigliano, Apuaner Alpen, Italien. - unveröff. Dipl.-Arb. FU Berlin 1965.

-- Zur Geologie der nördlichen Apuaner Alpen zwischen Vinca und dem Turrite Secca. Dissertation Frei Univ. Berlin 1966.

von HUENE, F.: Saurierfährten im toskanischen Verrucano und ihre Bedeutung. - N. Jb. Min. Geol. Pal. Abh., Ba. 86, 1942.

IPPOLITO, F.: Il Monte Pisano. - Mem. e Note, Ist. d. Geol. Appl. Univ. Napoli, III 1949 - 1950.

-- Alcune osservazioni sulla teoria dei cunei com-posti.- Doll. Soc. Geol. It., vol. LXIX, 1950.

-- Le Alpi Apuane. Mem. r Note, Ist. Geol. Appl. dell' Univ. di Napoli, III Roma 1949-50, idem: VIII, Napoli 1962.

von KLEBELSBERG, R.: Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. - Zeitschr. für Gletscherkunde, Bd. 18, 20, 21, 1930, 1932, 1933.

KUENEN, PH. H.: Turbidity currents of high density. - Int-Geol. Congr. 1948, Part. VIII, London 1950.

KUENEN, PH. H. und MIGLIORINI, C. I.: Turbidity currents as a case of Graded Bedding. - Journal of Geology, vol. 58, 1950.

KRAMPE, KD.: Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza. Dissertation, Frei Univ. Berlin. 1965.

LENCEWICZ, S.: Profile geologiczne prez Apenin Toskanski. Rend. Soc. Sci Warschau 1917.

LOTTI, B.: Geologia della Toscana. - Mem. descr. C. Geol. d' Italia, 13, 1910.

-- Verrucano e Pseudoverrucano in Toskana. - Boll. R. Com Geol. d'Italia, 41, 1910.

-- Il Permiano del Mte. Pisano e suoi tipi mesozoici di fossili. - Boll. Soc. Geol. It., Vol. XXXV, 1916.

MASINI, R.: La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It.LVI 2, Roma 1937.

-- Le Tirrenidi. - Nistri - Lischi, Ed. Pisa 1955.

MAXWELL, J.C.: Tectonics of Panie della Croce - Panie Secca Alpi Apuane. - Boll. Soc. It. vol. LXXV 2, 1956.

MERLA, G.: Ricerche tettoniche dell'Appennino settentrionale. - Intern. Geol. Congr. 1948, Part. XIII, London 1952.

-- Geologia dell'Appennino settenstrionale. - Boll. Soc. Geol. It. vol. LXX, 1952.

-- Essay on the Geology of Northern Appennins. - Meeting on the Gas Fields of Western Europe, Milan.-Sept.Oct. 1958.

MIGLIORINI, C.I.: L' età del macigno dell' Appenino sulla sinistra del Serchio e considerazioni sul rimaneggiamento dei macrforameniferi. - Boll. Soc. Geol. It. LXII, 1943.

-- I cunei comprosti nell' orogenesi. Boll. Soc. Geol. It. vol. LXVII, 1948.

-- Dati a conferma della risedimentatione delle arenarie del macigno. - Mem. Tosc. Scnat., vd. 56, 1949.

-- Sedimentatione delle brecciole calcaree e del macigno.- Mem. Tosc. Sc. nat., vol. 56, 1949.

-- Composite Wedges and Orogenic Landslips in the Apennins. - Int. Geol. Congr. 1948, Part. XIII, London 1952.

NARDI, R.: Geologia della zona tra la Panie della Croce, Gallicano e Castelnuovo Garfagnana (Alp Apuane) Boll. Soc. Geol. It. LXXX 2,Pisa 1961.

-- Sulla giacitura delle calcareniti a nummuliti nei terreni metamorfici del versante nordorientale della Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It. LXXXI, Pisa 1962.

-- Geologia della zona tra il Pizzo d' Ucello, il M. Pisanino e il M. Tambura (Alpi Apuane). - Boll. Soc. Geol. It. LXXXI, 3 Pisa 1963.

-- Sul ritrovamento di nummuliti nelle "pseudomacigno" del versante nordorientale delle Alpi Apuane. - Boll. Soc. Geol. It., LXXXII, 2 Pisa 1963.

-- La "zona degli scisti sopra i marmi" nelle Alpi Apuane e i terreni che costituiscono. - Boll. Soc. Geol. It. LXXXII, Pisa 1963.

PETITJOHN, F. J.: Sedimentary rocks, New York, 1956.

PIERI, M.: I marmird' Italia. - Milano, U. Hoepli 1950.

REDINI, R.: Sur presenti carregiamenti del M. Pisano e delle Alpi Apuane. - Rend. R. Acc. Lincei, Ser. VI, 18, 1933.

-- Sulla Geologia del Monte Pisano. - Bull. Soc. Geol. It. vol. LXII, 1944.

REUTTER? K. J. SERPAGLI, E.: Micropaleontologia stratigrafica sulla "scaglia rossa" di Val Cordana (Ponemoli). - Boll. Soc. Paleont. It., vol. 1. 1961.

RICHTER, M.: Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. - (Bubnoff-Gedenkschrift, "Geologie", H 3, 1958.

-- Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Apennin, - Geol. Rundschau 50, 1960.

-- Über den Bau der Ligurischen Alpen III (Tektonik und Stellung der Flyschzone). - Z. d. D. GG. 113, 1961.

-- Alpen, Apennin und Dinarden. - N. Jb. f. Geol. und Pal., 9 1962.

-- Der Bauplan des Apennins. - N. Jb. f. Geol. und Pal., 1963.

RITTMANN, A.: Geologia della regione apuana. - Mem. e Note, Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli III, 1949-50.

ROVERETO, G.: Le zone marmifere della Pania della Croce nelle Alpi Apuane. - Giorn. di Geol. patica, 2, 157-163, 1940.

SCHIAFFINO, L. e TONGLIORGI, M.: Stratigrafia del Verrucano dei Monti Pisani. - Att. Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A LXLX, 2, Pisa 1962.

SCHMEDDING, J.: De Geologie von de Schubbenzone bij Massa en Carrara (Apuaner Alpen). - Diss. Amsterdam 1941.

de SITTER, L. U.: Structural Geology. 1956.

STAUB, R.: Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. - Vierteljahresschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, 77, 1932.

-- Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. - Ecl. Geol. Helv., 42, 1951.

de STEFANI, C.: Note sul calcare cavernoso dei colli di Pietrasanta nelle Alpi Apuane. - Nuove Cimento, Ser. II IV Pisa 1870.

-- Considerazionisstratigrafische Sopra le rocce piu antiche delle Alpi Apuane e del Monte Pisano. - Boll. Comit. Geol. d' Italia V, VI, 1874-75.

-- I fossili triassici dei marmi apuani. - Att. Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb. II, 1880 a.

de STEFANI, C.: Ordinamento cronologico dei terreni delli Alpi Apuane. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb. II, 1880 b.

-- Le pieghe delle Alpi Apuane. - Publ. del R. Ist. di Sudii sup. practici e di perfezionamento in Ferenze. - Sez. di Sc. Fis. e Nat., Firenze, Le Monnier, 1889.

-- Flore carbonifere e permiane delle Toscana. - Publ. R. Ist. Sup. Firenze 1901.

-- Itinerario geologico della Versilia. - Mem. Soc. Lunigianese, G. Capellini, Fasc.I, III, 1922.

STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. - Montsber. d. Dt. Geol. Ges. 1907.

STILLE, H.: Die sogenannte Rückfaltung des Apennins. - Nacht. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.Kl. Berlin 1927.

TEICHMÜLLER, R. und SELZER, G.: Das Paläozoikum von Toskana und Korsika. - Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. III, H.3, 1931.

TEICHMÜLLER, R. und QUITZOW, H. W.: Deckenbau im Apenninbogen.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III, H. 13, Berlin 1935.

TEICHMÜLLER, R.: Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara. - Abh. Ges. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl. III, H. 14, 1935.

TEN HAAF, E.: Graded beds of the Northern Apennins. - Sedimentary structures and directions of supply. Diss. Groningen 1959.

-- Significance of convolutr lamination. - Geologie en Mejnbouw, 18 Jg. 1956.

TILLMANN, N.: Tektonische Studien in der Catena metallifera Toskanas. - Steinmann Festschr. Geol. Rundschau, 17, 1926.

-- Zum Bau der nördl. Tyrrhenis. - Geol. Rundschau, Bd. 20, 1929.

TREVISAN, L.: Uno sguardo alle tettinica della Penis di Corfino (Appennino Lucchese). - Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., 49, 1940.

-- Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, LXII, 1 Pisa 1955.

TREVISAN, L. und Mitarbeiter: Grande piega coricata con nucleo triassico in Val di Lima. - Atti Soc. Sc. Nat. Mem., LXIII, Ser. A, 1956, Pisa.

TREVISAN, L.: Gli esemplari di Ammoniti di Poggio Troncone e Tenerano el l età dei marmi Apuani. - Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXXVIII, 2, 1959.

TRÖGER, W. E.: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. - Handbuch der Mikroskopie in der Technik (H. FREUND), Bd. 4, I Frankfurt 1955.

F. J. TURNER, J. VERHOOGEN: Igneous and metamorphic petrology. - Mc Graw-Hill Book Comp. Ins., New York, 1960.

VALDUGA, A.: Geologia dei Monti di Carrara as Ovest di Monte Sagro. - Boll. Soc. Geol. It. LXXVI, 2, Pisa 1957.

de WIJKERSLOOTH, P.: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas. - Geol. Inst. Amsterdam 1934

WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine.

Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1965.

WUNDERLICH, H. G.: Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen. - Nachr. Akad. Wiss. Gött., Math-Phys.Lk. Nr. 6, 1960.

ZACCAGNA, D.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane. - Mem. Descritt, Carta Geol. d'It., XXV, Roma 1932.

T A F E L I

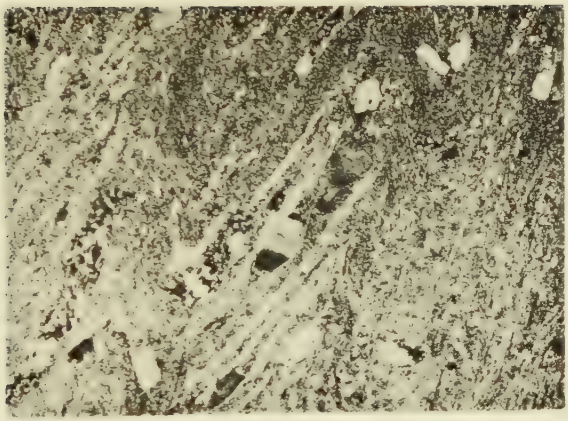


Abb. 1 Meta quarz porphyr mit Fluidalstruktur und eingeregelten Quarzeinsprenglingen. - Foce di Mosceta (Dünnschliff, Nicols +, Vergr. 5 x) siehe Seite 26

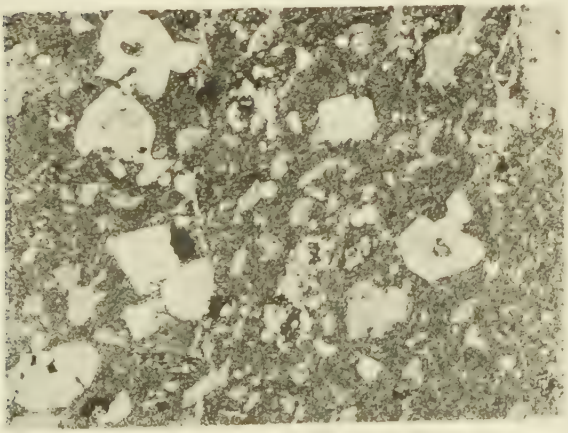


Abb. 2 Serizitisierter Quarzporphyr aus der Schuppenzone von Stazzema. - Molino d' Angino (Dünnschliff, Nicols +, Vergr. 5 x). siehe Seite 26

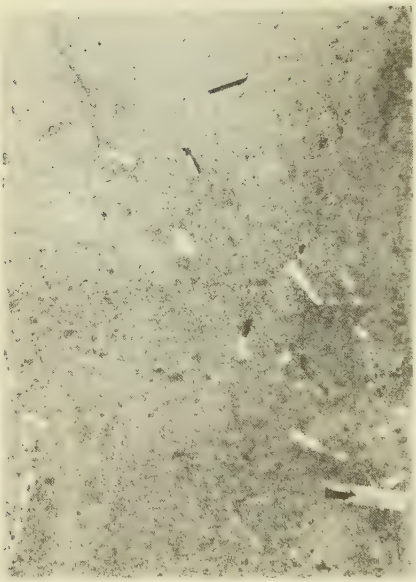


Abb. 3
Autigene Albitneubildungen in den Grezzoni. - Casa Santarelli (Dünnschliff, Nicols +, Vergr. 7,5 x)
siehe Seite 38

Abb. 4 Geschieferter, verfalteter und verschuppter Macigno. - Steinbruch bei Carcloso. 2 m^2 großer Ausschnitt aus einer gesägten Steinbruchswand, siehe Seite 53

Lebenslauf

Am 13. Mai 1939 wurde ich, Werner Wachsmuth, wohnhaft in Berlin-Zehlendorf, Irmgardstr. 29 in Berlin als Sohn des heutigen Senatspräsidenten Dr. Kurt Wachsmuth und seiner Ehefrau Gertrud, geb. Vogt, geboren. Nach dem Besuch der Grundschulen in Berlin-Niederschönhausen und Berlin-Zehlendorf und des Evangelischen Gymnasiums zum Grauen Kloster in Berlin-Grunewald legte ich die Reifeprüfung im März 1958 ab.

Anschließend immatrikulierte ich mich an der Freien Universität Berlin zum Studium der Geologie. Nach dem Vordiplomexamen im Juli 1960 folgte ein zweisemestriges Studium an der Ludwig-Maximilian-Universität in München. Meine Diplomprüfung bestand ich im Mai 1965.

Während des Jahres 1965 hielt ich mich für fünf Monate als wissenschaftlicher Mitarbeiter von Herrn Prof. Dr. Richter in Italien auf.

Seit dem 1. Mai 1966 bin ich mit der Verwaltung einer wissenschaftlichen Assistentenstelle am Geologischen-Paläontologischen Institut der Johann-Gutenberg-Universität in Mainz bei Herrn Prof. Dr. H. Falke beauftragt.

Ich bin verheiratet und habe einen Sohn.

Meine Lehrer an der Freien Universität in Berlin waren:
In Geologie und Paläontologie die Herren Professoren Dr. M. Richter, und Dr. G. Bischoff, Dr. W. G. Kühne und Dr. K. J. Müller, in Mineralogie und Petrographie Herr Prof. Dr. K. R. Mehnert und Herr Dr. K. Kohler, in Zoologie Herr Prof. Dr. W. Ulrich, in Botanik die Herren Professoren Dr. H. Drawert und Dr. Eckhardt, in Geographie Herr Prof. Dr. J. H. Schultze, in Physik Herr Prof. Dr. H. Lassen, in Chemie die Herren Professoren Dr. K. F. Jahr, Dr. P. W. Schenk und Dr. W. Lautsch.

An der Universität München waren meine Lehrer die Herren Professoren Dr. E. Kraus (Geologie), Dr. Menzer (Mineralogie und Kristallographie), Dr. A. Maucher (Angewandte Geologie und Lagerstättenkunde), Dr. G. Fischer (Petrographie), Dr. R. Dehm (Paläontologie), Dr. H. Hagn (Paläontologie), Dr. Neumayer (Sedimentpetrographie), Dr. H. J. Schneider (Geologie) und Dr. G. Angenheister (Geophysik).

Berlin-Zehlendorf, den 25. April 1968